

Cristallisation et Deformation des Orbicules de Chromite

M. Leblanc¹, D. Cassard² et T. Juteau³

¹ Centre Géologique et Géophysique, U.S.T.L., 34060 Montpellier Cedex, France

² Lab. Tectonophysique, Univ. Nantes, B.P. 1044, 44037 Nantes Cedex, France

³ Lab. Pétrographie, Inst. Géologie, 1, rue Blessig, 64000 Strasbourg, France

The chromite orbicules, a typical ore from chromite pods of ophiolites, are described. These are considered as magmatic concretions having suffered deformations at the end of the crystallization state, during the plastic deformation of olivine. Other ore textures display a pull-apart plane marked by lenticular olivine sheets. Later joint planes, with serpentine filling up, are developed. Our observations are in good agreement with the hypothesis of the generation of the chromite pods within magmatic pipes in the mantle peridotites.

Les orbicules de chromites, structures typiques des corps podiformes de chromite des ophiolites, sont décrites en détail. Elles correspondent à des concrétions magmatiques en milieu turbulent soumises en fin de cristallisation à un allongement et un cisaillement contemporains de la déformation plastique de l'olivine. Les autres types de minerai des corps podiformes sont affectés d'un plan de "pull-apart" marqué par des feuilletés lenticulaires et parallèles à remplissage d'olivine. Ultérieurement, un réseau de diaclases à remplissage serpenteux se développera. Ces observations sont cohérentes avec l'hypothèse de la formation des corps podiformes dans des conduits magmatiques au sein des péridotites mantelliques.

INTRODUCTION

Les gisements de chromite constituent soit de vastes horizons stratiformes dans les lopolites ultrabasiques et basiques (Bushveld, Great Dyke, Stillwater, etc...), soit des corps podiformes dans les complexes ophiolitiques. Les corps podiformes sont généralement localisés, de façon sporadique, dans une tranche de 1000 m sous les cumulats gabbroïques (Thayer, 1960; Cassard et al., 1981). Ils sont souvent allongés parallèlement à la linéation des péridotites

mantelliques encaissantes (Thayer, 1960; Kravchenko, 1972; Cassard et al., 1981) et présentent une éponte dunitique réfractaire (Leblanc, 1978). Ces deux grands types de gisement diffèrent par de nombreux caractères (Thayer, 1960). Ainsi, sur le plan de la structure des minerais, les nodules et orbicules (1) de chromite

¹ nodule: corps ovoïde monominéral;
orbicule: corps ovoïde à couches concentriques alternées de composition minérale différente

sont inconnus dans les gisements stratiformes alors qu'on trouve fréquemment des minerais nodulaires et, plus rarement, des minerais orbiculaires dans les corps podiformes. Leur mode de formation est controversé:

(a) agglomération de grains cristallins au cours de la sédimentation magmatique (Denis, 1932; Johnston, 1936; Thayer, 1969; Dickey, 1975; Juteau, 1975; Lago et al., sous presse) ou après remaniement de lits de chromitite par slumping (Borchert, 1964) ou par fluage (Van der Kaaden, 1970), sur le fond de la chambre magmatique;

(b) ségrégation d'un liquide immiscible riche en chrome (Kovenko, 1949; Sokolov, 1958; Bilgrami, 1964; Shams, 1964; Chen Cheng, 1969; Lamarche, 1972; Pavlov et al. 1977);

(c) crystallisation spontanée de concrétions magmatiques (Lapin et Zhabin, 1965; Greenbaum, 1977) dans des conditions eutectiques (Grafenauer, 1971; Zhabin et Otmann, 1976).

Ces trois hypothèses sont à considérer dans le cadre des différents modèles proposés pour les corps podiformes: (1) anciennes ségrégations stratiformes, formées par cristallisation fractionnée et sédimentation magmatique au cours de la différenciation des péridotites encaissantes (Johnston, 1936; Thayer, 1969; Moutte, 1979); (2) accumulations sporadiques dans des conduits magmatiques (Juteau, 1975; Cassard et al., 1981) dans les péridotites mantelliques affectées par la déformation plastique; (3) concentrations sporadiques dans des creux du plancher péridotique de la chambre magmatique au cours de la différenciation des cumulats (Vand der Kaaden, 1959, 1970; Borchert, 1960, 1964; Greenbaum, 1972).

Nous nous proposons de décrire des structures orbiculaires provenant d'un petit gisement de la région de Fethiye (Turquie) situé dans la nappe des péridotites lyciennes (de Graciansky, 1972; Juteau, 1979) et d'examiner rapidement d'autres structures (nodulaire, rubanée)

de minerais de Nouvelle-Calédonie et du Troodos afin de choisir le modèle générique qui rendra le mieux compte de nos observations.

I. Description des orbicules

Les orbicules ont une forme ovoïde légèrement aplatie (3,5 x 2 x 1,5 cm en moyenne). Le grand axe qui peut atteindre 5 cm de long est 2 à 3 fois plus grand que le petit axe.

En général (Fig. 1 et 3) l'orbicule est constitué d'un coeur dunitique petit (0 à 4 mm), d'une mince couche interne de chromitite (0,2 - 2 mm), d'une couche dunitique intermédiaire (2-5 mm) et d'un cortex de chromitite massive (3-6 mm). Ces différentes couches sont un peu plus épaisses aux extrémités de l'orbicule. La matrice des orbicules est une dunité contenant 2% de chromite en petits cristaux sub-automorphes à arêtes émoussées (0,03 - 0,1 mm) comme dans les couches dunitiques de l'orbicule, où ils sont un peu plus abondants (3-7%), un peu plus gros et mieux organisés. En général l'olivine est fortement serpentinisée dans la matrice comme dans l'orbicule et plus particulièrement au contact du cortex (liseré vert très pâle de 0,1 - 0,3 mm).

La couche interne de chromitite est très souvent aplatie sur elle-même dans le plan sagittal de l'orbicule; le coeur dunitique est alors réduit ou inexistant. Elle est constituée de grains de chromite (0,6 mm) subautomorphes anastomosés. La couche dunitique intermédiaire montre une structure polygonale avec des cristaux équants d'olivine (0,3 à 2 mm). Parfois on y observe de gros cristaux (2 x 5 mm) parallèles au grand axe de l'orbicule et affectés par des sous-joints perpendiculaires à l'allongement. Les grains de chromite accessoires deviennent plus nombreux et plus gros à l'approche du bord interne du cortex (Fig. 2A) et s'organisent en lignes sub-orthogonales à la surface interne du cortex, ce qui dessine à l'échelle de l'orbicule une structure radiée déformée (Fig. 3b). Le long de

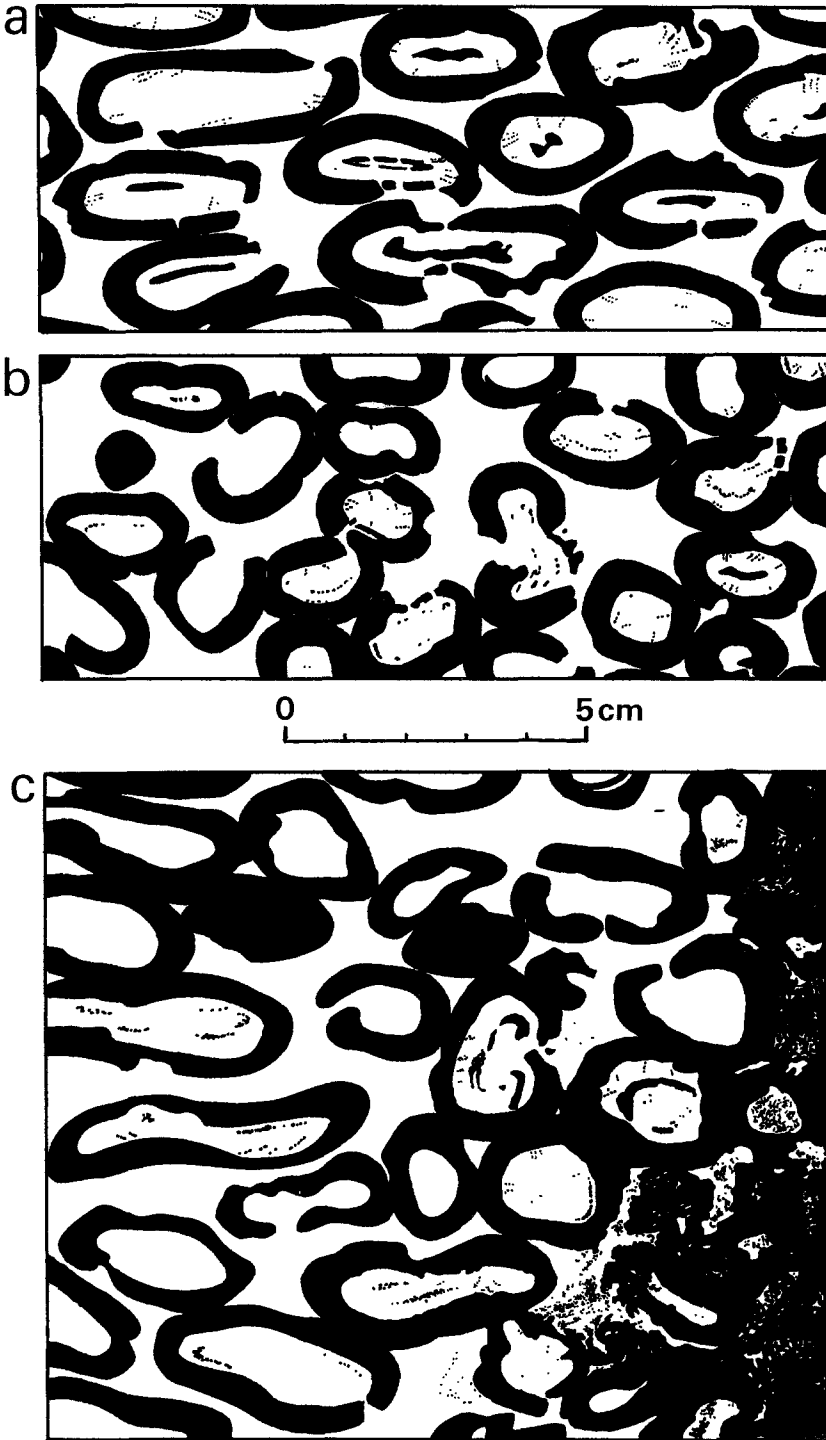


Fig. 1a-c. Orbicules de chromite (Fethiye, Turquie) vus en coupe longitudinale (a) et transversale (b). La figure (c) montre le passage latéral d'orbicules étirés à des orbicules écrasés et éjectés

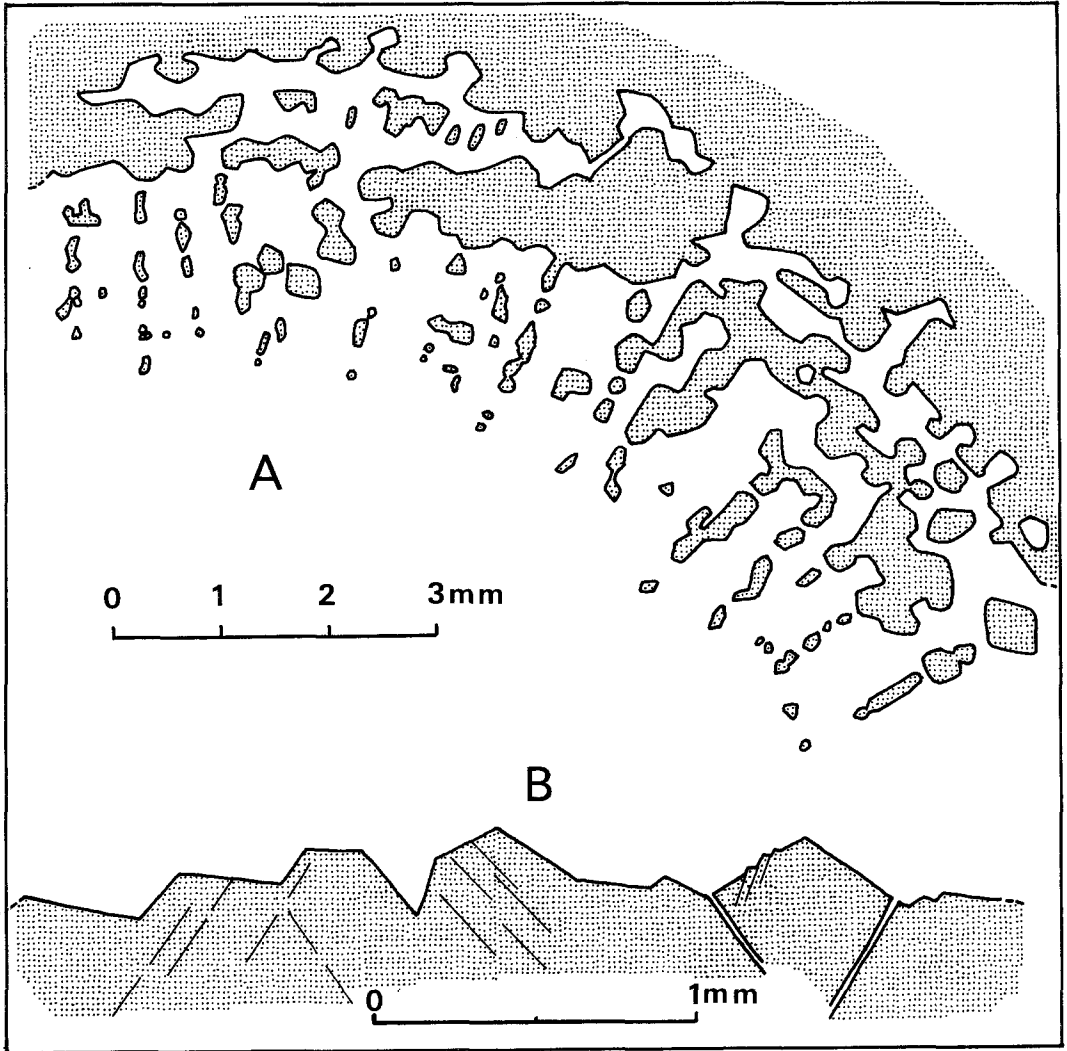


Fig. 2A et B. Détail de la structure du cortex des orbicules: (A) surface interne avec lignes rayonnantes de grains de chromites; (B) surface externe avec morphologies cristallines. La chromite est en grisé et l'olivine en blanc

ces lignes, les grains de chromite (0,03 - 0,2 mm) sont isolés ou anastomosés. Ils renferment de nombreuses inclusions subsphériques (0,01 - 0,02 mm) d'olivine. Lorsque les lignes radiales sont assez proches et nombreuses, les plus gros grains qui sont dans un même plan peuvent coalescer et ébaucher de fines couches concentriques. La surface interne du cortex est irrégulière: elle comprend des golfes et des excroissances pédonculées qui se prolongent par les lignes radiales. La surface externe, apparemment plane, montre des ébauches de terminaisons cristallines (octaèdre, cube-octaèdre) n'excédant pas 0,3 mm (Fig. 2 B). Un système de plans de clivage donne l'impression d'une structure prismatique radiée. En fait, le cortex est constitué

gulière: elle comprend des golfes et des excroissances pédonculées qui se prolongent par les lignes radiales. La surface externe, apparemment plane, montre des ébauches de terminaisons cristallines (octaèdre, cube-octaèdre) n'excédant pas 0,3 mm (Fig. 2 B). Un système de plans de clivage donne l'impression d'une structure prismatique radiée. En fait, le cortex est constitué

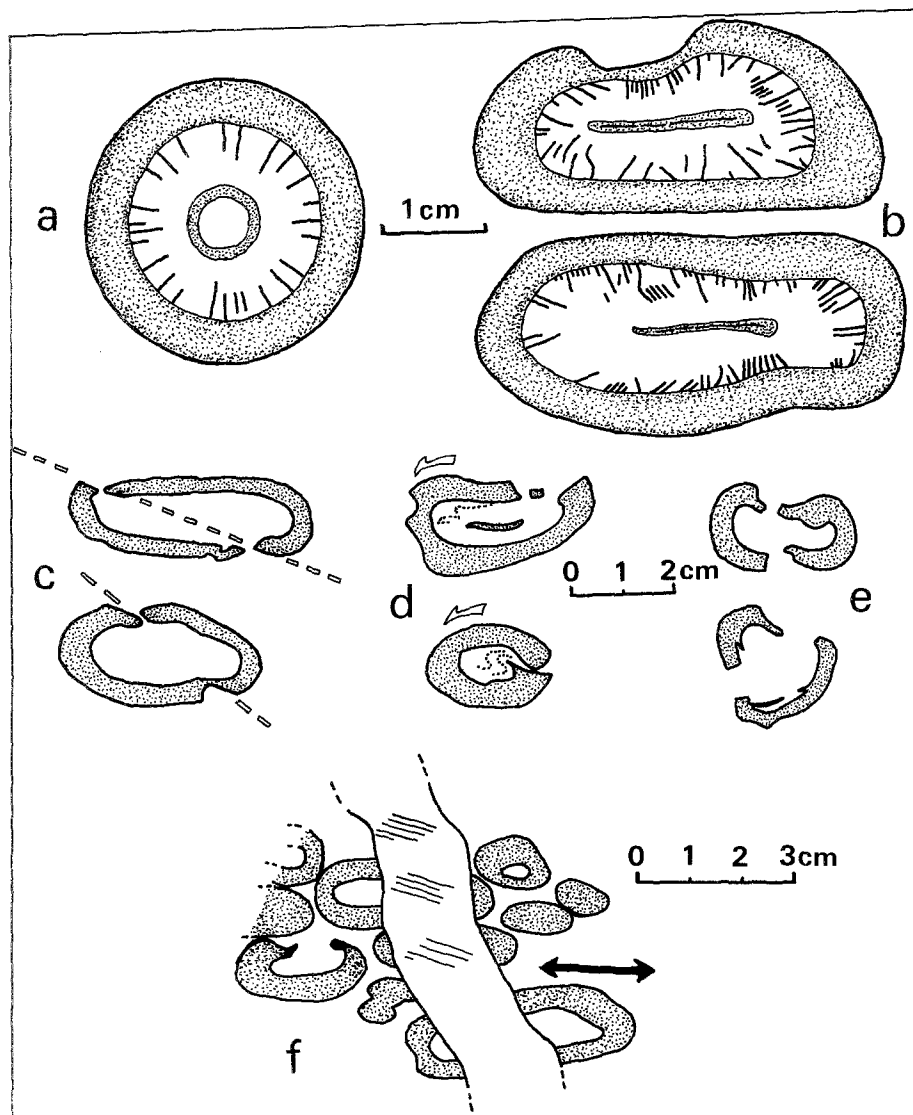


Fig. 3a-f. Déformation des orbicules: (a) forme initiale sphérique théorique; (b) aplatissement avec déformation de la structure radiale interne; (c) cisaillement; (d) rotation disharmonique; (e) rupture; (f) oblitération par les dykes basiques

par des grains de chromite équants (2-3 mm) en structure polygonale. La chromite renferme des inclusions ovoïdes (0,01 - 0,05 mm) d'olivine et un semis de micro-inclusions prismatiques (5-10 μ) au contenu indéterminé. Enfin, les grains d'olivine de la matrice dunitique sont disposés comme ceux de la couche dunitique interne. Notons dans

l'une et dans l'autre de petites plages (0,2 - 1 mm) de trémolite, apparemment secondaire.

La composition géochimique des chromites des orbicules est pratiquement constante à l'échelle d'un orbicule (traversées à la microsonde avec 20 points dosés), comme à l'échelle du gisement.

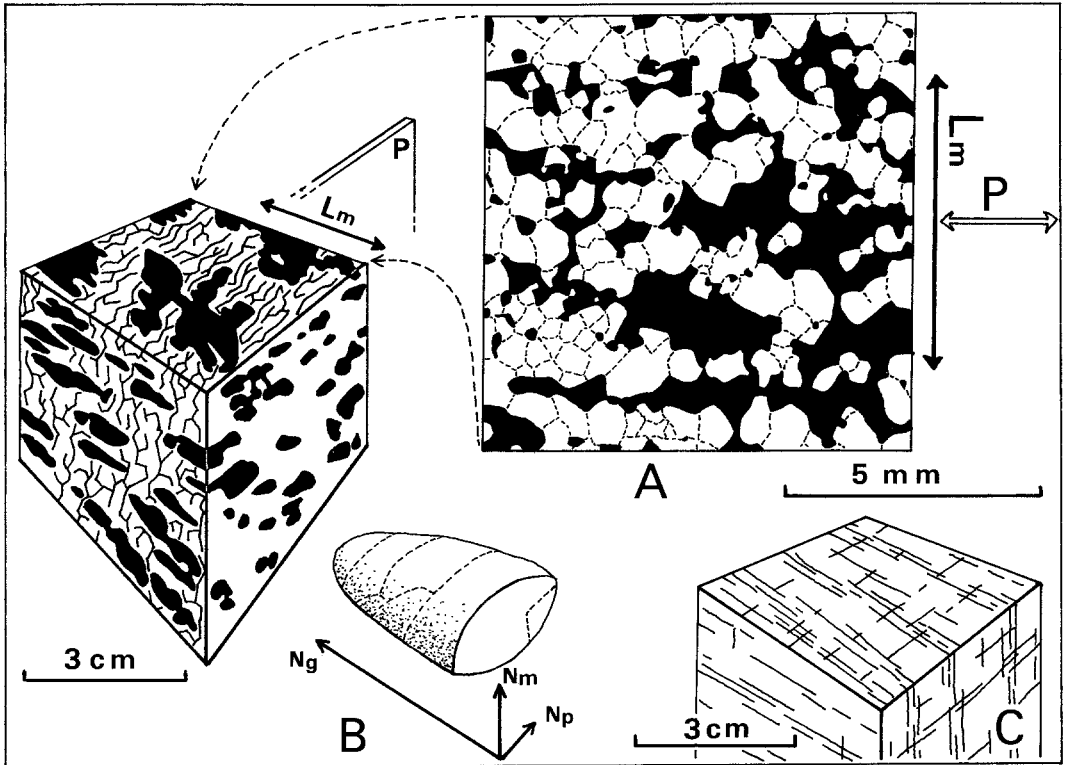


Fig. 4A-C. Minerai rubané (GR2H, Nouvelle-Calédonie) avec lentilles dunitiques (en noir) allongées selon la linéation d'étirement du minerai (L_m) et disposition en chaînes des grains de chromite dans un plan perpendiculaire P (pull-apart). Sur ce schéma le caractère rubané a été estompé au profit du dessin des chaînes de chromite. (A) Détail des chaînes de grains de chromite (en blanc) dans un plan parallèle à la linéation du minerai (L_m) et perpendiculaire au plan de pull apart (P). (B) Schéma de la structure de l'olivine avec allongement selon N_g [100] et limites des sous-grains (pointillés). Noter que N_g est subparallèle à la linéation L_m et fait un faible angle avec le plan de rubanement. (C) Disposition du réseau de diaclases tardives

Ce caractère avait déjà été remarqué par Johnston (1936) et Thayer (1969) et s'oppose à l'évolution géochimique des chromites stratiformes (Irvine, 1967). La composition moyenne (42 analyses) de nos orbicules: 55.3% Cr_2O_3 ; 14.4% Al_2O_3 ; 13.4% MgO ; 16.3% FeO ; 0.23% MnO ; 0.09% TiO_2 ; est typique du domaine des gisements podiformes (Leblanc et al., 1980, Fig. 4). Nous avons moins de données sur l'olivine en raison de la serpentinisation; néanmoins l'olivine des couches internes de l'orbicule et l'olivine de la matrice sont

toutes deux très magnésiennes ($Fo = 94.6$ à 95.6).

II. Relations mutuelles et déformation des orbicules

Les orbicules sont pratiquement tous en contact tangentiel les uns avec les autres (Fig. 1). Lorsqu'il y a une surface de contact plus importante, les orbicules sont déformés souplement (contacts moulés) et leurs cortex sont soudés (continuité de la structure polygonale à grains équants de chromite).

Souvent la partie extérieure du cortex est affectée de creux en "coup de gouge", à section hémisphérique, remplis par la matrice dunitique (Fig. 3b). Ces creux peuvent représenter des structures de dissolutions sous contrainte lorsqu'ils sont localisés dans la zone de contact entre deux orbicules, mais beaucoup sont distribués en dehors de ces zones de contact.

En général, l'allongement des orbicules d'un gisement se fait dans une direction commune; cela permet de déterminer une linéation d'allongement du minerai qui est remarquablement parallèle d'une part avec l'allongement du corps podiforme et d'autre part avec la linéation minérale des harzburgites encaissantes (Rahgoshay, 1980). Néanmoins certains orbicules ont une direction d'allongement transverse et d'autres ont un allongement faible.

En admettant une forme sphérique initiale de l'orbicule, la déformation a dû être homogène et irrotationnelle (aplatissement pur) dans un premier temps (Fig. 3 a-b). Puis, ce type de déformation a cédé le pas à un cisaillement simple (déformation rotationnelle). En effet certains orbicules montrent des plans étirés jusqu'à rupture selon des plans de cisaillement faisant un angle de 10 à 30° avec l'axe d'allongement (Fig. 3c). La déformation rotationnelle se manifeste aussi par des ébauches de formes en cornue, par une déformation disharmonique des couches internes des orbicules et par une ouverture et un déroulement du cortex (Fig. 3d). La partie amincie du cortex est constituée de grains de chromite (0,1 - 0,5 mm) anastomosés en guirlande, aux contours lobés, ou égrainés en chapelet. Lorsque le cortex est rompu, la matrice dunitique est en continuité avec la dunité interne à l'orbicule. Enfin, nous avons observé sur un même échantillon (10cm) le passage d'orbicules bien allongés et bien réglés à une zone massive avec 60-70% de grains de chromite non orientés par l'intermédiaire d'une zone chaotique à orbicules tassés, déformés,

éclatés et fragmentés (Fig. 1 C). Toutes ces déformations ont été acquises avant la mise en place de dykes basiques qui sont interprétés (Juteau, 1975) comme ayant alimenté la chambre magmatique ophiolitique susjacente. Les dykes gabbroïques et pyroxénitiques (2-10cm) recourent les structures orbiculaires déformées et cela selon une direction sub-orthogonale à l'allongement des orbicules (Fig. 3f). Ces dykes renferment une faible minéralisation sulfurée (pyrrhotine, pentlandite, mackinavite, cuivre natif, chalcopryrite, bornite, chalcocite, cuprite). Enfin lors de la serpentinisation, le cortex des orbicules a été affecté de fractures ouvertes (0,01 - 0,2 mm), généralement radiales, à remplissage de chrysotile. La chromite n'a pas été altérée; il s'est formé avec les minéraux serpentineux un peu de magnétite et de rares sulfures secondaires (pentlandite, bravoïte, millérite).

III. Interprétation des orbicules

Les structures orbiculaires existent dans tous les types de roches magmatiques (Leveson, 1966; Barrière et al., 1971; Barrière, 1972) et souvent en association avec des structures rubanées (Moore et Lockwood, 1973). Les compositions minéralogiques du noyau, des enveloppes et de la matrice sont très proches (Barrière, 1972). Cela les distingue des structures concentriques réactionnelles qui impliquent une réaction chimique entre un noyau xénolitique et une matrice de composition très différente. Parmi les hypothèses évoquées au sujet de la genèse des orbicules de chromite, seule celle de la cristallisation de concrétions magmatiques peut rendre compte de la structure concentrique des orbicules. En effet l'agglomération de grains cristallins aboutit à des agrégats sphéroïdaux sans structure concentrique car ils sont généralement mono-minéraux avec plus ou moins de liquide piégé ou mouillant (Lee et Sharpe, 1979). De même dans une émulsion de liquides immiscibles on ob-

tiendra des globules homogènes, sans structure concentrique.

Le modèle des concrétions magmatiques implique la syncrystallisation de la chromite et de l'olivine dans des conditions plus ou moins cotectiques. De légères variations des conditions de pression et de température détermineront la sursaturation du magma et la cristallisation de l'une ou l'autre espèce minérale. D'autres facteurs peuvent intervenir comme la pression des fluides (Pavlov et Chuprykina, 1966; Grafenauer, 1971, 1977) ou la viscosité du liquide dont dépend la vitesse de diffusion des ions. Le noyau des orbicules devait être un agrégat de cristaux d'olivine qui a servi de support à la première couche de chromite. Les lignes rayonnantes de chromite dans la couche dunitique suivante peuvent être interprétées comme le résultat d'une nucléation induite par le support, suivie d'une croissance centrifuge de type fibroradié. Ensuite, la nucléation et la croissance deviennent plus importants jusqu'à aboutir à la cristallisation brutale du cortex massif dont la surface externe montre des terminaisons cristallines automorphes c'est-à-dire en équilibre avec le bain. Ce modèle implique une cristallisation rapide, de type fibro-radiée, sous des conditions cotectiques et dans un magma probablement en mouvement. L'homogénéité des compositions chimiques suppose un circuit d'alimentation en liquide magmatique de composition stable.

Les orbicules ont été déformés d'abord de façon homogène (aplatissement) puis de façon hétérogène (cisaillement et rupture). Les différences de comportement mécanique entre les couches de chromite et les couches d'olivine, plus ductiles, se sont traduites par un comportement disharmonique qui garde l'empreinte d'une déformation rotationnelle (Fig. 3d). Tout ceci témoigne encore d'un milieu dynamique avec des hétérogénéités locales: orbicules moins déformés, ou mal réglés, ou complètement émiettés ou se "fondant" dans un minerai massif. Johnston (1936), Kovenko (1949), Hiessleitner

(1951-52) et Thayer (1969) avaient déjà évoqué la contemporanéité des structures de déformation des nodules et orbicules avec le stade magmatique. La structure polygonale des couches de chromite des orbicules peut être interprétée soit comme le résultat d'une croissance tranquille, soit, comme le produit d'une recristallisation statique tardive à haute température (recuit) effaçant les structures de cristallisation et de déformation anciennes pour aboutir à une structure plus stable. Les orbicules déformés seront ensuite recoupés par des dykes basiques (Thayer, 1969) mis en place dans des fractures perpendiculaires à la direction d'allongement des orbicules (Juteau, 1975). La composition des pyroxènes permet de calculer une température de cristallisation de 850-900°C (géothermomètre Wood et Bano) pour les dykes gabbroïques alors que les harzburgites encaissantes, à structure de tectonite avaient été déformées au-dessus de 1000-1050°C, toujours d'après la composition des pyroxènes.

En conclusion, les orbicules ont été déformés précocement dès la fin du stade magmatique (passage de l'état plastique à l'état rigide) dans le champ des contraintes responsables des structures de tectonites des péridotites encaissantes, c'est-à-dire lors de la remontée diapirique du manteau supérieur (Cassard et al., 1981).

IV. Comparaison avec d'autres types de minerai des corps podiformes

Nous allons décrire brièvement d'autres types de minerai des corps podiformes afin de voir si leur mode de genèse et de déformation est compatible avec celui des orbicules.

Les nodules (3 à 30 mm) ont une structure interne généralement polygonale. Leur composition chimique est homogène. Ils sont bien calibrés et leurs contacts mutuels sont similaires à ceux des orbicules. L'allongement des nodules se fait généralement - à des perturbations locales près - parallèlement à la direction.

d'allongement du corps podiforme et à la linéation d'étirement des périclites encaissantes. Ils sont découpés perpendiculairement à leur direction d'allongement par des fractures à remplissage de chrysotile (0,2 - 1,5 mm) et éventuellement par des dykes basiques. Les nodules sont le plus souvent considérés comme le résultat d'une aggrégation de cristaux de chromite. Cette hypothèse a été soumise à une modélisation par le calcul (Lago et al., sous presse). Elle interprète la genèse des minéraux des corps podiformes de chromite comme des accumulations de cristaux de chromite lors de la circulation ascendante et turbulente de magma dans des conduits intrapériclites mantelliques. Néanmoins certains nodules, atypiques par leur morphologie polyédrique et la présence au cœur du nodule de silicates (olivine, plagioclase) en intercroissance avec la chromite, peuvent correspondre à une germination et une croissance *in situ* de cristaux de chromite englobant du liquide silicaté (Leblanc, 1980).

Les structures rubanées, souvent lenticulaires, sont constituées de laminae (puissantes de 3 à 20 mm et longues de 2 à 30 cm), où les proportions de chromite et d'olivine varient plus ou moins fortement d'une lamina à l'autre. Les grains isolés de chromite (0,1-2mm) ont une forme ovoïde (Leblanc, 1980). Lorsqu'ils sont jointifs, ils constituent des chaînes anastomosées (Fig. 4A) analogues aux structures en "chain texture" ou "chromite net" et "occluded silicate" décrites par Jackson (1961, 1967) dans les cumulats des complexes stratiformes et par Thayer (1969) dans les minéraux podiformes. Les contours mutuels lobés entre chromite et olivine ainsi que les inclusions mutuelles témoignent d'une syncristallisation rapide. Les chaînes de chromite sont perpendiculaires à la linéation d'allongement de l'olivine (Fig. 4). Cette ségrégation de la chromite et de l'olivine constitue des feuillets alternés, perpendiculaires au rubanement et à la linéation d'allongement de l'olivine, et détermine un plan de

distension ou de "pull-apart" (Fig. 6-2 et 3). Dans les lentilles dunitiques (2 à 20 cm), allongées perpendiculairement au plan de pull-apart, l'orientation préférentielle du réseau des olivines est remarquable (Fig. 4 B et 6). L'olivine est en megacristaux tabulaires (5 à 30 mm), avec un rapport d'allongement de 3 ou 4, orientés avec $[100]$ perpendiculaire au plan de pull-apart, c'est-à-dire subparallèlement à la linéation. Les plans de sous-joints sont perpendiculaires à la direction $[100]$. Le plan de glissement est le plus souvent le plan (001) et plus rarement le plan (010). Le système de glissement $[100]$ (001) serait actif à moyenne température (1000°C) alors que le système $[100]$ (010) opérerait à une température supérieure (Nicolas et Poirier, 1976). Une structure en petits cristaux polygonaux (0,3-0,5 mm) semble s'être développée aux dépens des megacristaux d'olivine; elle peut correspondre à une recristallisation dynamique (Nicolas et Poirier, 1976). Enfin un réseau tri-orthogonal de fractures à bords parallèles et plans, à remplissage serpentineux (0,1-0,3 mm) oblitère les structures précédentes. Le plan de fracturation tardive le mieux développé est parallèle au "pull-apart" (Fig. 4 C).

Les structures rubanées sont en général décrites comme des structures de cumulat (Jackson, 1961, 1967; Thayer, 1969) c'est-à-dire d'accumulation de cristaux par sédimentation magmatique. Néanmoins Jackson lui-même (1961) reconnaissait l'importance des cristallisations *in situ*. Les structures rubanées des corps podiformes présentent des caractères difficilement explicables par la seule sédimentation magmatique; structure symétrique des laminae, grains de chromite non calibrés (0,1 à 3 mm), cristaux de chromite allongés perpendiculairement au plan de rubanement, etc... (Fig. 6-4). Des structures de croissance orthogonale à leur support sont aussi observées sur les éponges dunitiques ou sur la bordure de xénolithes dunitiques. Elles sont analogues aux structures rubanées décrites sur les bords des

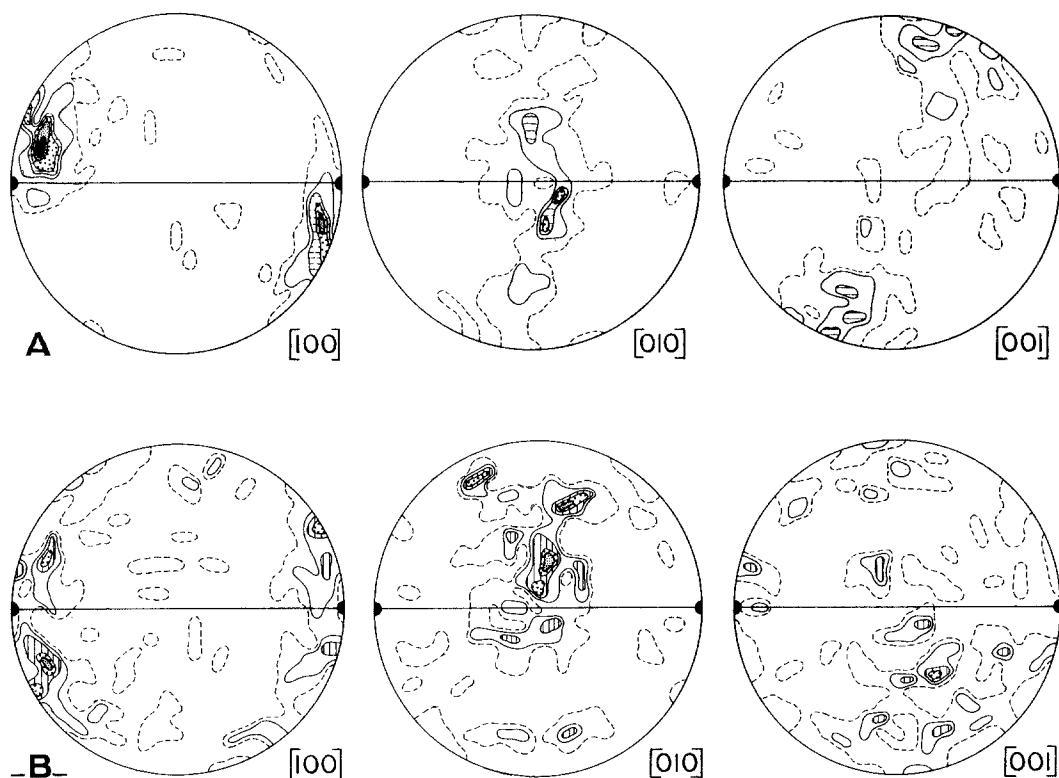
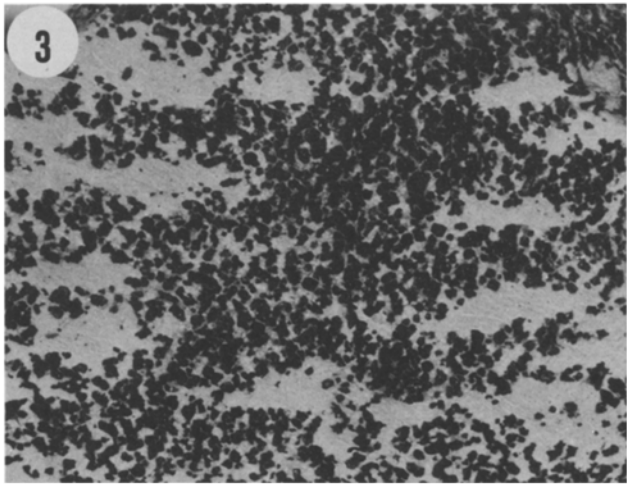
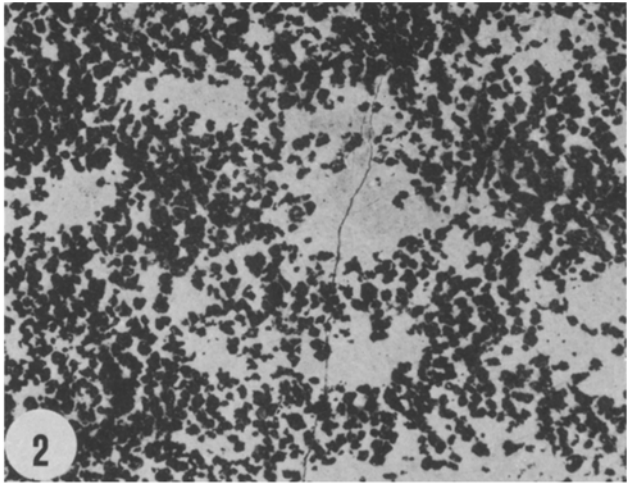
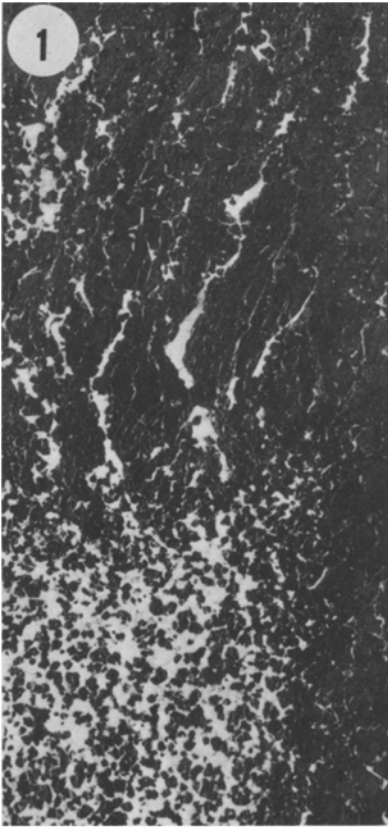


Fig. 5. Diagrammes d'orientation préférentielle de l'olivine pour des minerais rubanés de Nouvelle-Calédonie (A. gisement Alain-André; G. gisement GR2H)

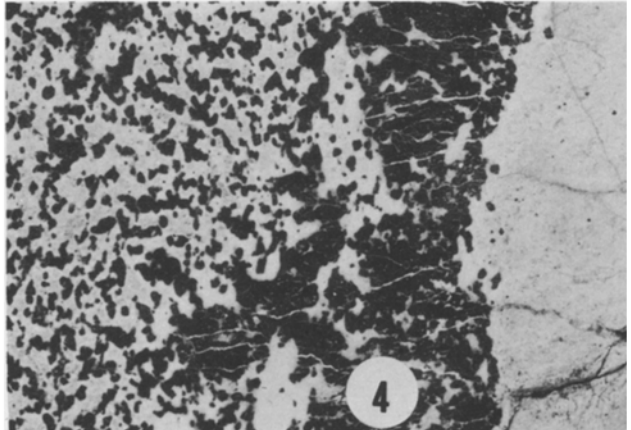
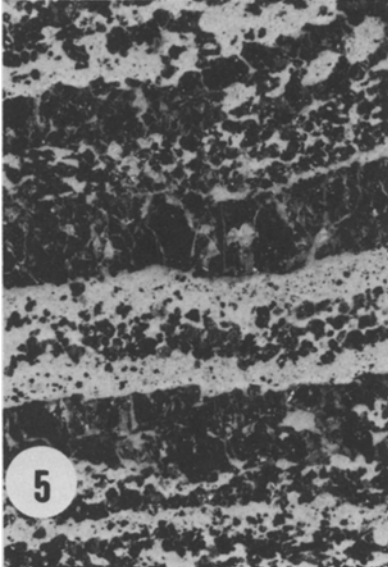
chambres magmatiques ("comb layering" de Taubeneck et Poldervaert, 1960; "harristic structure" de Wager et Brown, 1951; "crescumulate" de Wager, Brown et Wadsworth, 1960) résultant d'une sursaturation au contact d'une

paroi plus froide ("supercooling", Tiller et al., 1952). Pour McBirney et Noyes (1979) ce type de croissance in situ joue un rôle important pour les cumulats eux-mêmes. Rappelons enfin que les structures rubanées sur des

Fig. 6. Structures de minerais de chromite (Nouvelle-Calédonie). La chromite est en noir et l'olivine, fortement serpentinisée, est en blanc. 1. Minerai hétérogène piqué et massif (mine GR2H). Le plan de pull-apart, vertical, est bien marqué dans la chromite massive. Noter que les fines diaclasses tardives sont parallèles au pull-apart. 2. 3. Minerai rubané à lentilles dunitiques (mine GR2H) vu dans le plan de rubanement (2) et dans un plan perpendiculaire et parallèle à la linéation d'allongement (3). Le plan de pull-apart, vertical, est nettement perpendiculaire à la direction d'allongement, horizontale, des lentilles dunitiques. 4. Organisation du minerai piqué sur l'éponte dunitique verticale (en blanc, à droite) de la mine Fantôche. Une orientation planaire verticale (foliation) se surimpose à une ancienne orientation horizontale marquée par des chaînes de chromite perpendiculaires à l'éponte dunitique. 5. Minerai rubané (mine Alpha) évoquant une structure de cumulat. Cependant l'hétérogénéité de la taille des cristaux de chromite et la symétrie du lit médian s'expliquent difficilement par le seul processus de sédimentation magmatique



0 1 2 3 cm



bordures de chambres magmatiques (comb-layering) sont souvent associées à des structures orbiculaires (Barrière et al., 1971; Moore et Lockwood, 1973). Cependant, certaines structures rubanées peuvent résulter de la déformation et de l'émiettement d'un corps de chromite mis en accordance dans le plan de foliation des péridotites (Cassard et al., 1981). Les grains de chromite sont alors xénomorphes, allongés (1 à 5 mm) parallèlement à la linéation et tronçonnés perpendiculairement à leur allongement tandis que l'olivine est fortement déformée. Ce genre de processus était déjà évoqué par Kovenko (1949) pour expliquer la formation des schlieren à partir de minerais plus riches.

CONCLUSIONS

1) Les orbicules de chromite représentent des concrétions magmatiques à couches concentriques d'olivine et de chromite. La composition chimique de la chromite ne montre aucune variation. Les orbicules se sont donc probablement formés dans un milieu magmatique turbulent et constamment alimenté en magma neuf.

2) Nos observations sont en accord avec l'hypothèse de la formation des corps podiformes de chromite dans des conduits magmatiques intrapéridotites mantelliques qui a été évoquée par T. Juteau (1975) à propos de gisements du Taurus (Turquie). Cette hypothèse a été proposée par A. Nicolas (1977, communication orale) pour les gisements de Nouvelle Calédonie (Cassard et al., 1981; Leblanc, 1978; Leblanc et al., 1980) et a été modélisée quantitativement par Lago et al. (sous presse). Dans ce cadre, nous pensons néanmoins qu'à côté des phénomènes d'agglomération de grains de chromite dans les courants convectifs magmatiques il peut exister aussi des phénomènes de germination et croissance cristallines spontanées in situ soit sur la bordure des conduits (structures rubanées) soit dans le magma (structures orbiculaires et nodules atypiques).

3) Les minerais des corps podiformes ont généralement subi successivement deux types de déformation:

a) une distension ("pull-apart") marquée par la formation dans un seul plan de feuillets parallèles, lenticulaires et ondulés, à remplissage d'olivine. Ce plan de ségrégation précoce, contemporain de la cristallisation et de la déformation plastique de l'olivine (1000°C) est perpendiculaire à la direction d'allongement de l'olivine. Depuis Johnston (1936) jusqu'à Doukhan et al. (1979) de nombreux auteurs ont montré que la déformation des minerais podiformes de chromite était contemporaine de la fin du stade magmatique. Elle est antérieure à la mise en place de dykes basiques (850-900°C).

b) une fracturation marquée par un réseau tri-orthogonal de fractures rectilignes à bords parallèles. Leur remplissage de serpentine fibreuse témoigne de conditions plus froides et hydratées.

REFERENCES

- Barrière M (1972) Le gabbro orbiculaire des Alharisses (massif de Néouvielle Pyrénées françaises). *Bull Soc Fr Mineral Cristallogr* 95: 489-506
- Barrière M, Chauris L, Cotten J (1971) Premières données sur un facies orbiculaire dans le massif granitique de l'Aber-Ildut (Finistère, France). *Bull Soc Fr Mineral Cristallogr* 94: 402-410
- Bilgrami S A (1964) Mineralogy and petrology of the central part of the Hindubagh igneous complex, Hindubagh mining district, Zhob Valley, West Pakistan. *Pakistan Geol Surv Rec* 10 2c: 1-28
- Borchert H (1960) Erfahrungen an türkischen Chromerzlagerstätten. Symposium on Chrome Ore, Ankara 92-108
- (1964) Principles of the genesis and enrichment of chromite ore deposits. *Paris Org Econ Coop Devel*, 175-202

- Cassard D, Nicolas A, Rabinovitch M, Moutte J, Leblanc M, Prinzhofer A (1981) Structural classification of chromite pods in New Caledonia. *Econ Geol* (in press)
- Chen Cheng (1969) Genetic types of chromite deposits based on their textures and structures. *Int Geol Rev* 11, 4: 428-439
- Denis B T (1932) The chromite deposits of the eastern township of the Province of Quebec. *Quebec Bur mines Ann Rept 1931 D*: 30-31
- Dickey J S Jr. (1975) A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochim Cosmochim Acta* 39: 1061-1074
- Doukhan N, Doukhan J C, Nicolas A (1979) T. E. M. investigation of chromites from New Caledonia. *Bull Mineral* 102: 163-167
- Graciansky P C de (1972) Recherches géologiques dans le Taurus Lycien. Thèse Univ Paris XI Orsay 896: 571
- Grafenauer S (1971) Recent results on alpine-type chromite deposits. *Rud Metal Zb* 1:1-10
- (1977) Genesis of chromite in Yugoslavian peridotite. In: *Time and Strata-bound Ore Deposits*: 327-351
- Greenbaum D (1972) The internal structure of the Troodos ultramafic complex, Cyprus. Unpubl PhD Thesis Univ of Leeds 142 pp
- (1977) The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Econ Geol* 72, 7: 1175-1194
- Hiessleitner G (1951-1952) Serpentin and Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. *Jahrb Geol Bundesanst Wien*, I. und II. Teil: 1-683
- Irvine T N (1967) Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. *Can J Earth Sci* 4: 71-103
- Jackson E D (1961) Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. *U S Geol Surv Prof Pap* 358: 106 pp
- (1967) Ultramafic cumulates in the Stillwater Great Dyke and Bushveld intrusions. In: P J Wyllie (ed) *Ultramafic rocks*, J Wiley and Sons New York: p 19-38
- Johnston W D Jr (1936) Nodular, orbicular, and banded chromite in northern California. *Econ Geol* 31:417-427
- Juteau T (1975) Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). *Mém.Sci Terre Nancy* 32: 692 pp
- (1979) Ophiolites des Taurides: essai sur leur histoire océanique. *Rev Geogr Phys Geol Dyn XXI* 3: 191-214
- Kaaden G Van der (1959) On relationship between the composition of chromites and their tectonic-magmatic position in peridotite bodies in the SW of Turkey. *Bull MTA Enst, Ankara* 52: 1-14
- (1970) Chromite-bearing ultramafic and related gabbroic rocks and their relationship to "ophiolitic" extrusive basic rocks and diabases in Turkey. *Geol Soc South Africa Spec Pub* 1: 511-531
- Kovenko V (1949) Gites de chromite et roches chromifères de l'Asie Mineure (Turquie). *Mém Soc Géol Fr XXVIII* 4, 61: 1-48
- Kravchenko G G (1972) Orientation types of taxitic textures in chromite ores of geosynclinal zones. *Geol Rudn Mestorozhd* 14, 6: 79-86
- Lago B, Rabinowicz M, Nicolas A (sous presse) Podiform chromite ore-bodies: a genetic model. *J Petrol*
- Lamarche R Y (1972) Role of liquid immiscibility in the differentiation of ophiolitic complexes. *Int Geol Congr (Abstr)* 24: 48
- Lapin A V, Zhabin A G (1965) Nodular textures of chromite in dunites resulting from unbalanced eutectic crystallization. *Dokl Acad Sci USSR* 163: 157-159
- Leblanc M (1978) Pétrographie et géochimie des chromites de Nouvelle-Calédonie: essai sur l'évolution des péridotites et la genèse des corps chromifères. *C R Acad Sci Paris* 287: 771-774
- (1980) Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological view point: SEM investigations. *Mineral Deposita* 15: 201-210

- Leblanc M, Dupuy C, Cassard D, Moutte J, Nicolas A, Prinzhofer A, Rabinovitch M (1980) Essai sur la genèse des corps podiformes de chromite dans les péridotites ophiolitiques de Nouvelle-Calédonie et de Méditerranée orientale. In: Vol Proceed Int Ophiolite Symp, Nicosia, Cyprus (1979): 691-701
- Lee C A, Sharpe M R (1979) Spheroidal pyroxenite aggregates in the Bushveld complex - a special case of silicate liquid immiscibility. *Earth Planet Sci Lett* 44: 295-310
- Leveson D J (1966) Orbicular rocks: a review. *Geol Soc Am Bull* 77, 4: 409-426
- McBirney A R, Noyes R M (1979) Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. *J Petro* 20, 3: 487-554
- Moore J G, Lockwood J P (1973) Origin of comb layering and orbicular structure, Sierra Nevada batholiths, California. *Geol Soc Am Bull* 84: 1-20
- Moutte J (1979) Le massif de Tiebaghi, Nouvelle Calédonie et ses gîtes de chromite. Thèse Dr. Ingénieur, Ecole Nat Sup Mines Paris 160 pp
- Nicolas A, Poirier J P (1976) Crystalline plasticity and flow in metamorphic rocks. Wiley edit. London
- Pavlov N V, Chuprynnina I T (1966) Conclusions on formation of chromite deposits within Kempirsay ultrabasic massif. *Int Geol Rev* 8, 6: 631-642
- Pavlov N V, Grigoryeva I I, Tsepina A I (1977) Chromite nodules as an indicator of liquation of a magmatic melt. *Int Geol Rev* 19, 1: 43-56
- Rahgoshay M (1980) The chromites from the ophiolitic massif of Pozanti-Karsanti (Cicilian Taurus, Turkey). Proceed vol Intern Symp on Metallogeny of mafic and ultramafic complexes, Athens (in press)
- Shams F A (1964) Structures in chromite-bearing serpentinites, Hindu-bagh, Zhob Valley, West Pakistan. *Econ Geol* 59: 1343-1347
- Sokolov G A (1958) Chromite ores of Ural. Geology Press Moscow
- Taubeneck W H, Poldervaart A (1960) Geology of the Elkhorn Mountains, northeastern Oregon, part 2. Willow lake intrusion. *Bull Geol Soc Am* 71: 1295-1322
- Thayer T P (1960) Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes. *XXI Int Geol Congr, Copenhagen, XIII*: 247-259
- (1969) Gravity differentiation and magmatic re-emplacment of podiform chromite deposits. In: Magmatic ore deposits; a symposium. *Econ Geol Monogr* 4: 132-146
- Tiller W A, Jackson K A, Rutter J W, Chalmers B (1953) The redistribution of solute atoms during solidification of metals. *Acta Metal* 1: 428-437
- Wager L R, Brown G M (1951) A note on rhythmic layering in the ultrabasic rocks of Rhum. *Geol Mag* 88: 166-168
- Wager L R, Brown G M, Wadsworth W J (1960) Types of igneous cumulates. *J Petro* 1: 73-85
- Zhabin A G, Otemann I (1976) Ontogenija chromito-olivinovoy evtektiki v dunitah, Očerki po genetičeskoj mineralogii. *Ak Nauk SSSR*: 111-125

Received November 6, 1980

M. Leblanc
CNRS
Centre Géologique et Géophysique
Université des Sciences et Techniques
du Languedoc
Place Eugène Bataillon, 4
F-34060 Montpellier-Cédex
France