

Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): Etude des péridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxénolites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées

J. KORNPORST

Laboratoire de Pétrographie*, Faculté des Sciences de Paris

Reçu le 24 Juin 1969

High Temperature, High Pressure Alpine-Type Peridotite and Associated Pyroxenites (with or without Garnet) from Beni Bouchera (Morocco)

Abstract. The ultrabasic rocks which form the Beni Bouchera massif are schistose and folded isoclinally. They outcrop at the center of a late formed anticline under a series of granulite facies precambrian or lower paleozoic rocks. The ultrabasic rocks appear to have been in situ during the major structural development of the series and were emplaced at the time of metamorphism. The massif itself is essentially a peridotite, apparently layered, which contains pyroxenite bands (about 3% of the total volume of the massif). The peridotites are olivine-rich containing two aluminous pyroxenes and spinel. The pyroxenites are however quite varied. They are frequently banded themselves and in several centimeters thickness can vary from enstatite rocks at the exterior of the layers to garnet clinopyroxenites at the center with websterite and garnet websterite as intermediate rock type. They are also present as monofacies bands of enstatite or garnet clinopyroxenite rock. Occasionally the minerals in these bands show exsolution features.

Thirty six new rock and mineral chemical analyses are presented here. An attempt is made to use these data correlated with abundant bibliographic material in order to evaluate the conditions of formation of the rock types. The temperature range is estimated to be 1100—1200°C, pressures between 15 and 20 kbs in the latest facies and 1400°C and 25 kbs for a primary phase represented by the pyroxenites showing marked exsolution features. Various arguments lead to the conclusion that the pyroxenite bands crystallized from a liquid which was in equilibrium with the solid lherzolite.

One sees in the Beni Bouchera the results of anatectic melting of an aluminous peridotite which originated in the upper mantle. This partial fusion was caused by the adiabatic upward movement of the mantle material toward the lower crust where tangential tectonic movements emplaced it as a solidified mass in an orogenic root zone under granulite facies conditions.

Introduction

Par divers caractères le massif ultrabasique des Beni Bouchera doit être rattaché aux «péridotites de type alpin». Vraisemblablement mises en place à l'Antécambrien ou au Paléozoïque inférieur, les roches qui le constituent paraissent avoir cristallisé sous de fortes pressions (15 à 20 kbs) et à des températures élevées (plus de 1000°); elles contiennent en effet des pyroxènes riches en alumine et comportent des assemblages minéralogiques qui appartiennent au subfaciès «ariégite» du faciès «lherzolite à spinelle». Les conditions physiques dans lesquelles

* Equipe de recherches associée au C.N.R.S.: «Pétrogenèse des roches éruptives et métamorphiques».

de tels assemblages peuvent se développer sont réalisées à la partie supérieure du manteau du globe. Par ailleurs, la composition chimique globale du massif ultrabasique, telle que l'on peut l'évaluer, est voisine de celle de certaines péridotites à grenat, modèles proposés par de nombreux auteurs pour représenter le manteau supérieur. Mais, contrairement à ce qui a été publié antérieurement, il n'existe pas de péridotite à grenat dans les Beni Bouchera.

Les roches ultrabasiques affleurent sous des roches métamorphiques crustales à disthène, ayant cristallisé dans le domaine des hautes pressions du faciès granulite.

Essentiellement constitué de péridotites, le massif ultrabasique comporte également des niveaux de faible épaisseur qui paraissent interstratifiés; il s'agit d'enstatites, de webstérites, d'ariégites et de clinopyroxénolites à grenat. Les minéraux des certaines de ces roches contiennent parfois des exsolutions très largement développées qui indiquent l'existence d'une paragenèse primaire, probablement ignée, ayant vraisemblablement cristallisé à des températures (vers 1400°) et à des pressions (vers 25 kbs) supérieures à celles qui ont conduit aux assemblages actuellement observables. Ces roches peuvent constituer des bancs dont la composition varie symétriquement des bords vers le centre; cette variation peut être considérée comme le résultat de la cristallisation magmatique à haute pression d'un liquide interstitiel exprimé par une masse ultrabasique au cours d'un processus d'anatexie différentielle; elle permet de constituer un diagramme de phases naturel qui est comparé à ceux qui ont été construits expérimentalement à haute pression.

Des roches analogues sont connues en nodules dans des laves basiques alcalines sous saturées en silice, et en couches, lentilles ou filons dans d'autres massifs ultrabasiques de type alpin. Le massif des Beni Bouchera diffère d'un grand nombre de «péridotites de type alpin» mais il a de nombreux points communs avec les lherzolites des Pyrénées et avec les péridotites de Davos; à certains égards il a des caractères analogues à ceux du massif ultrabasique de la presqu'île du Lizard, en Cornouailles, bien que l'on ne puisse affirmer que sa mise en place ait déterminé des transformations thermiques dans les formations encaissantes. On peut également évoquer les roches qui affleurent le long de la ride Médio-Atlantique et la position structurale des roches ultrabasiques chypriotes.

L'origine des péridotites de type alpin est controversée et diverses hypothèses génétiques ont déjà été proposées. En ce qui concerne le massif des Beni Bouchera plusieurs solutions peuvent être envisagées et sont discutées à la fin de cet article. Je retiendrai l'hypothèse d'un fragment de manteau supérieur, entraîné dans une zone orogénique à la base de la croûte, ayant subi une anatexie différentielle et une phase de plissement.

Historique

Dans la zone interne du Rif (Maroc septentrional) 2 affleurements d'extensions très inégales sont constitués de roches ultrabasiques: une «intercalation serpentineuse» reconnue à Ceuta par COQUAND (1847), et le massif des Beni Bouchera découvert par MARIN vers 1930. Ces roches n'ont fait l'objet, jusqu'en 1958, que de travaux superficiels. AGARD, JOURAVSKY et MILLIARD (1959) ont publié

une excellente carte du massif des Beni Bouchera, accompagnée des premières données pétrographiques le concernant: il est décrit comme une «saxonite grenatifère» dans laquelle sont «insérés des bancs de pyroxénite, à grenat ou sans grenat». J'ai donné (1962) une brève description de l'intercalation serpentineuse de Ceuta. J'ai montré (1966) que les grenats que l'on observe dans le massif ultrabasique des Beni Bouchera sont toujours liés aux pyroxénolites; je tiens à souligner très nettement ce point car les descriptions et analyses chimiques fournies par MILLIARD (1959a) ont été utilisées et citées par divers auteurs (RINGWOOD et al., 1964; DAVIS, 1964; GREEN, 1967); par leur notoriété ceux-ci ont apporté une célébrité usurpée au massif ultrabasique du Rif interne, qui serait ainsi le plus gros gisement de péridotite à grenat du monde, alors qu'il n'est en fait constitué, outre les pyroxénolites, que par des péridotites à spinelle.

Le présent travail entre dans le cadre d'une thèse de Doctorat d'Etat; seul est décrit ici le massif des Beni Bouchera. Les résultats obtenus permettent des comparaisons avec des roches similaires et avec les systèmes expérimentaux appropriés.

Contexte géologique et tectonique

Les roches ultrabasiques qui constituent le massif des Beni Bouchera affleurent sur près de 70 km² (Fig. 1 et 2). Baignées par la mer entre la plage Tighissas et le Ras Araben elles culminent à 1176 m d'altitude. Elles apparaissent sous une série métamorphique dont la base est constituée par des kinzigites, auxquelles sont associées des pyroxénites, des cordiérites à grenat, des marbres à chondrodite et, exceptionnellement, des enstatites à olivine, amphibole et phlogopite. Les roches qui constituent cette série ont été soumises à plusieurs phases de métamorphisme; de nombreux échantillons de kinzigite montrent un assemblage caractéristique: grenat riche en pyrope — feldspath potassique perthitique — oligoclase largement antiperthitique — disthène — sillimanite prismatique tardive — graphite — quartz; la biotite, parfois assez fréquente dans ces roches, y est nettement secondaire. L'association de ces assemblages permet de penser que l'ensemble de cette série a subi un métamorphisme dans les conditions qui caractérisent un champ de haute pression du faciès granulite (DEWAARD, 1965).

Le niveau kinzigitique, peu épais, constitue une auréole presque continue autour des péridotites; l'apparence d'une disposition concentrique des faciès métamorphiques sus-jacents à cette série a conduit MILLIARD (1959a, p. 151) à envisager une mise en place «plutonique» de la péridotite, accompagnée du développement d'une large auréole de métamorphisme de contact. Cette interprétation évoque celle qui a été proposée par MACKENZIE (1960) pour le massif ultrabasique de Tinaquillo (Venezuela); elle a été admise par GREEN (1967) qui classe le massif des Beni Bouchera parmi les «intrusions péridotitiques de haute température». Cette structure correspond en fait à un anticlinal tardif à grand rayon de courbure, pli de fond au cœur duquel apparaissent les péridotites.

«La roche principale d'apparence assez homogène, présente, tout au moins en certains points, un litage assez net, grossièrement parallèle au contact avec les gneiss» (AGARD et al., 1959). Cette observation a pu être étendue à l'ensemble

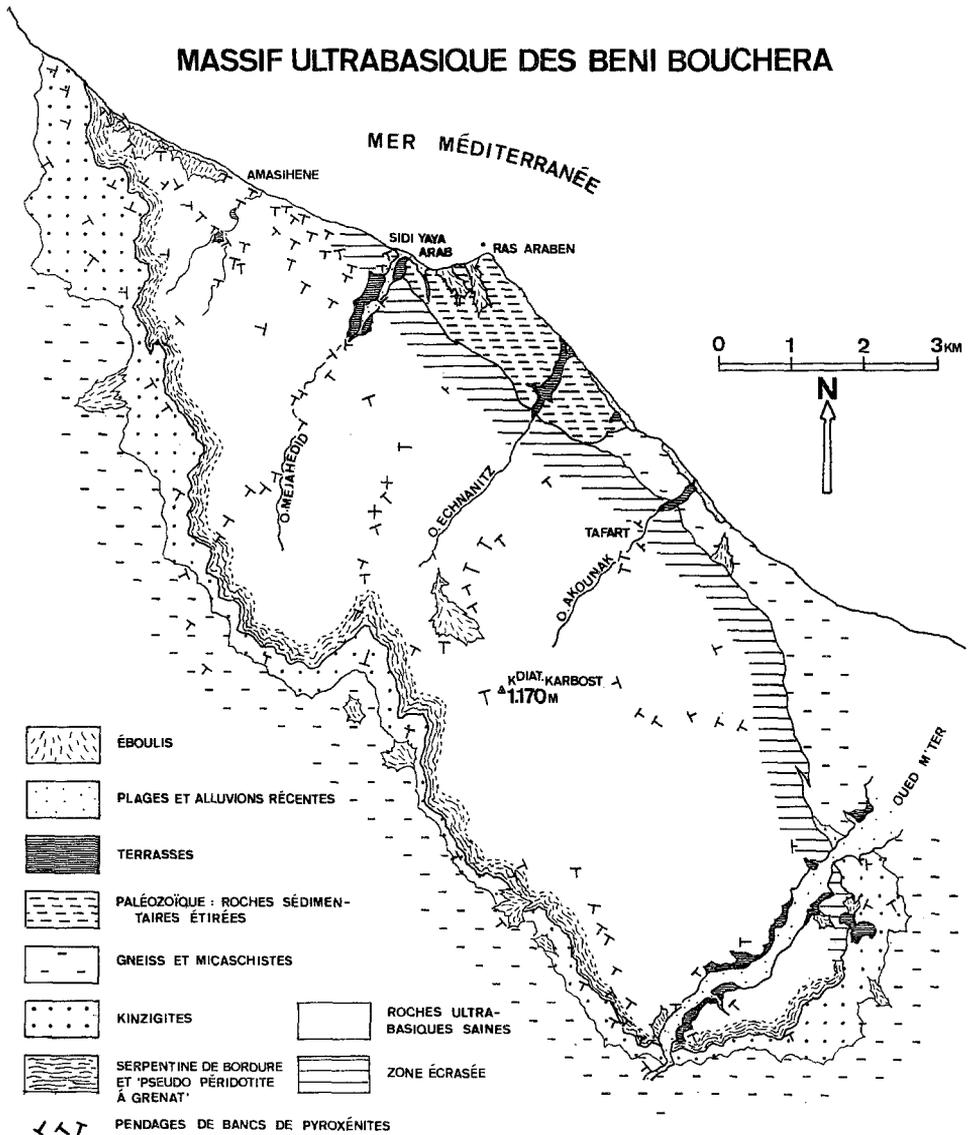


Fig. 1. Esquisse géologique du massif ultrabasique des Beni Bouchera

du massif, le litage pouvant s'observer pratiquement partout. Il est déterminé par la disposition en niveaux parallèles de faciès pétrographiques divers (dunite, saxonite, lherzolite, pyroxénolites) et souligné par des flammes ou des niveaux serpentiniteux. Près des contacts du massif les pendages du litage sont conformes à ceux de la schistosité des gneiss sus-jacents; leur disposition tournante au SE permet d'envisager là un contour périelinal.

Certains bancs montrent d'importantes variations d'épaisseur; ils peuvent parfois s'effiler complètement. Des plis isoclinaux aigus les affectent (Fig. 3),

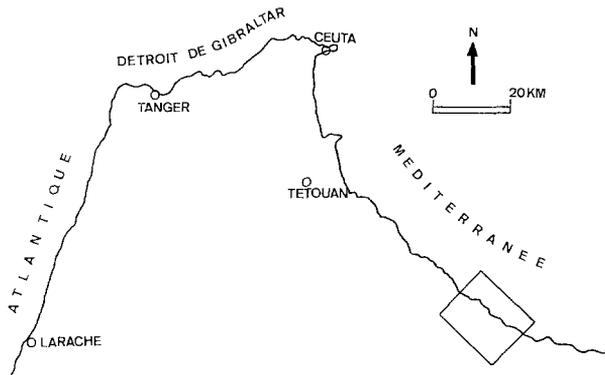


Fig. 2. Situation géographique du massif ultrabasique des Beni Bouchera



Fig. 3. Pli isoclinal affectant un banc de pyroxénolite (Oued Mejahedid)

ayant tout à fait l'apparence de plis «synschisteux», identiques à ceux qui ont été décrits à l'étang de Lers par LALLEMANT (1967). Ces plis sont assez rares; dans le lit de l'Oued Mejahedid, leurs axes plongent modérément vers un secteur compris entre le 160 et le 200. Cette déformation se retrouve dans les gneiss sus-jacents sous forme d'une fine linéation qui paraît bien correspondre au plissement qui accompagne la schistosité primaire, elle même fortement déformée par des plis au 310.

La masse ultrabasique paraît donc avoir été affectée par un système de plis isoclinaux accompagné d'une schistosité parallèle au litage originel. En lame mince une orientation souvent très nette est déterminée par l'alignement de cristaux de pyroxènes, par une disposition en «chapelet» de grains de spinelle, par l'alternance de niveaux plus ou moins largement cristallisés ou présentant un degré variable

de serpentinisation (au sein desquels on devine parfois des plis très aigus), par l'allongement enfin de certains cristaux, d'orthopyroxène surtout, qui peuvent avoir une longueur démesurée par rapport à leur largeur. La plupart des cristaux sont fortement cataclasés, parfois plissés; certains éléments de grande taille sont fracturés et serpentinisés suivant des surfaces courbes concentriques, évoquant une rotation de ces éléments parallèlement à la schistosité. Des déformations analogues ont déjà été décrites dans de nombreux gisements de roches ultrabasiques: dans les lherzolites des Pyrénées (LACROIX, 1894), aux îlots de St. Paul sur la rive Médio-Atlantique (TILLEY, 1947), à Tinaquillo (MACKENZIE, 1960), en Norvège aux environs du Tafjord (O'HARA et MERCY, 1963); elles diffèrent par leur style de celles qui ont été signalées aux Twin Sisters Range (Washington) par RAGAN (1967).

Dans les mêmes roches, à côté de ces cristaux déformés, des minéraux (olivine et pyroxènes) généralement interstitiels paraissent avoir échappé à toute déformation et pourraient donc être postérieurs au plissement.

Les échantillons prélevés dans les niveaux de pyroxénolite sont généralement dépourvus de schistosité; mais ils sont souvent orientés, parallèlement au litage, et les minéraux qui les constituent sont fortement cataclasés.

Mises à part quelques recristallisations sans grande importance volumétrique, la masse ultrabasique possédait ainsi, avant la formation des plis isoclinaux, une constitution pétrographique analogue à celle que l'on peut observer actuellement.

Le massif des Beni Bouchera paraît relativement homogène, aucune zonation n'ayant pu y être mise en évidence, Ses bordures cependant ne sont jamais constituées de roches ultrabasiques fraîches et ses contacts avec les roches encaissantes paraissent toujours mécaniques:

Entre les péridotites «saines» et la série cristallophyllienne sus-jacente, il existe des roches ultrabasiques qui paraissent d'autant plus broyées et serpentinisées que l'on se rapproche des gneiss. Les brèches observées dans cette zone sont monogéniques; elles diffèrent en cela des brèches qui sont associées aux lherzolites des Pyrénées (LACROIX, 1900b; RAVIER, 1959) et au massif ultrabasique des Twin Sisters Range (RAGAN, 1967), formations polygéniques qui sont interprétées comme des brèches de friction ou d'explosion liées à l'intrusion, par des processus divers, des masses ultrabasiques. Les brèches serpentineuses qui séparent les roches ultrabasiques des Beni Bouchera de leur couverture cristallophyllienne paraissent résulter de phénomènes tangentiels postérieurs à la mise en place des péridotites.

En résumé, les roches ultrabasiques qui constituent le massif des Beni Bouchera auraient été plissées et acquies une schistosité au cours d'une phase tectonique également responsable de la schistosité des gneiss sus-jacents (axes des plis au 190 en moyenne, au niveau de l'Oued Mejahedid). Les gneiss ont été déformés postérieurement, affectés par des plis dont les axes plongent au 140/320; cette dernière phase ne paraît pas avoir laissé d'empreinte dans les péridotites¹; elle

1. Le délaissement d'une telle masse par une phase tectonique peut s'expliquer si l'on confère un rôle de tampon à une couche plastique (ici la serpentine); ce phénomène qui s'observe fréquemment à l'échelle métrique a été invoqué par NICOLAS (1966) pour les péridotites de Lanzo.

a été suivie d'un vaste bombement anticlinal qui permet aux roches ultrabasiques d'affleurer aujourd'hui.

Les plis au 140/320 déforment les kinzigites et leur donnent un faciès caractéristique que l'on reconnaît dans des galets d'un conglomérat daté du Viséen-Namurien par MILLIARD (1959 b); la mise en place des roches ultrabasiques des Beni Bouchera, antérieure ou contemporaine du plissement qui les affecte, est par conséquent d'âge ancien: paléozoïque inférieur, ou peut-être antécambrien.

Mis en place dans une zone fortement déformée, constitué de péridotites associées à des faciès gabbroïques, montrant un litage affecté de plis isoclinaux et d'une schistosité, ne présentant ni bordure figée ni auréole de contact caractérisée, le massif ultrabasique des Beni Bouchera peut être rapporté au groupe des «péridotites de type alpin», selon BENSON (1926) puis THAYER (1960).

Description pétrographique

De constitution homogène à petite échelle, le massif ultrabasique des Beni Bouchera montre cependant l'association de plusieurs types lithologiques notablement différents les uns des autres des points de vue minéralogique et chimique. Je distinguerai deux grands groupes de roches:

les péridotites qui représentent l'essentiel du massif et possèdent des caractères relativement constants;

les pyroxénolites² dont les types sont variés mais ne constituent qu'une faible proportion de la masse ultrabasique.

Ces faciès sont disposés en bancs assez continus, parallèles à la schistosité. Je n'ai jamais rencontré de roche ultrabasique discordante par rapport à ce litage. Cette superposition régulière évoque les descriptions qui ont été faites des lherzolites des Pyrénées (LACROIX, 1894, 1900 a; LALLEMANT, 1967); elle ne présente aucun des caractères visibles dans certains complexes ultrabasiques stratifiés, à Duke Island par exemple (IRVINE, 1963, 1967) ou en Nouvelle Calédonie (GUIL-LON, sous presse): ni rythmicité véritable, ni granoclassement des cristaux, ni stratification entrecroisée, ni figure de sédimentation d'aucune sorte.

1. Les péridotites

L'essentiel du massif des Beni Bouchera est constitué de roches qui sont en grande partie composées de péridot, plus ou moins denses selon le degré de serpentinitisation, à cassure vert clair, jaune verdâtre ou presque noire. Les faciès grossiers sont rares, à structure panxénomorphe non schisteuse, très largement cristallisés et non serpentinisés; les roches les plus fréquentes ont une structure «à mortier» souvent largement grenue, faite de gros cristaux d'orthopyroxène, plus rarement d'olivine ou de clinopyroxène, répartis dans un fond plus finement cristallisé. La serpentinitisation est parfois inexistante; certains faciès sont au contraire presque entièrement serpentinisés.

Les péridotites contiennent 4 minéraux essentiels: olivine et orthopyroxène principalement, clinopyroxène et spinelle en quantités subordonnées mais parfois assez abondantes. Notons en proportions infimes de l'amphibole rose pâle, du

2. La langue française permet d'établir une distinction entre «pyroxénites», métamorphites riches en pyroxène, et «pyroxénolites» d'origine éruptive.

Tableau 1. *Analyses chimiques des minéraux.* (P. BLOT, M. DOUCET et A. NETILLARD, 1966—1968)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | A | 8 | 9 | B | 10 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 39,58 | 53,25 | 54,54 | 51,77 | 55,65 | 53,03 | 51,33 | 50,70 | 51,76 | 50,76 | 49,40 | 50,47 |
| Al ₂ O ₃ | 0,63 | 5,01 | 3,77 | 5,93 | 3,27 | 4,23 | 6,19 | 4,90 | 4,99 | 6,63 | 9,62 | 11,30 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,58 | 0,73 | 1,28 | 1,49 | 1,64 | 1,07 | 0,44 | 1,37 | 1,80 | 0,99 | 1,23 | 0,72 |
| FeO | 8,80 | 6,32 | 5,08 | 5,17 | 4,98 | 6,85 | 3,41 | 1,61 | 1,59 | 1,98 | 5,97 | 3,00 |
| MnO | tr. | tr. | 0,11 | 0,16 | tr. | 0,11 | tr. | 0,06 | 0,15 | 0,09 | 0,21 | tr. |
| MgO | 49,70 | 32,96 | 33,39 | 33,83 | 33,76 | 32,25 | 14,94 | 15,90 | 16,55 | 14,36 | 13,35 | 10,32 |
| CaO | tr. | 0,96 | 0,58 | 1,87 | 0,53 | 1,05 | 21,02 | 22,26 | 20,76 | 22,05 | 18,05 | 21,40 |
| Na ₂ O | 0,08 | 0,64 | 0,14 | 0,21 | 0,15 | 0,19 | 1,60 | 2,60 | 1,34 | 1,28 | 1,80 | 2,01 |
| K ₂ O | 0,02 | 0,19 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | tr. | 0,01 | 0,07 | 0,01 | tr. |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,17 | tr. | tr. | 0,00 | tr. | 0,41 | 0,28 | 0,16 | 0,27 | 0,48 | 0,18 |
| P ₂ O ₅ | 0,16 | tr. | 0,06 | 0,13 | tr. | 0,40 | 0,18 | tr. | 0,30 | 0,67 | 0,10 | tr. |
| Cr ₂ O ₃ | 0,10 | 0,39 | 0,33 | 0,32 | 0,44 | 0,12 | 0,44 | 1,15 | 0,92 | 0,50 | 0,25 | 0,44 |
| NiO | 0,38 | | | | | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | 0,71 | 0,41 | 0,11 | 0,57 | 0,45 | 0,38 | 0,28 | 0,00 | 0,37 | 0,13 | 0,36 | 0,20 |
| H ₂ O ⁻ | 0,13 | tr. | 0,03 | 0,04 | 0,06 | 0,09 | 0,01 | | 0,00 | 0,05 | 0,04 | 0,17 |
| Total | 100,87 | 101,01 | 99,59 | 100,84 | 100,95 | 99,54 | 100,27 | 100,83 | 100,70 | 99,83 | 100,87 | 100,21 |
| Si | 0,972 | 1,847 | 1,890 | 1,805 | 1,911 | 1,876 | 1,876 | 1,845 | 1,849 | 1,858 | 1,806 | 1,831 |
| Al ^{IV} | 0,018 | 0,096 | 0,077 | 0,123 | 0,066 | 0,088 | 0,100 | 0,056 | 0,101 | 0,128 | 0,176 | 0,194 |
| Al ^{VI} | | 0,108 | 0,077 | 0,122 | 0,066 | 0,087 | 0,168 | 0,154 | 0,109 | 0,158 | 0,237 | 0,289 |
| Fe ³⁺ | 0,012 | 0,019 | 0,033 | 0,040 | 0,041 | 0,030 | 0,011 | 0,037 | 0,049 | 0,029 | 0,033 | 0,020 |
| Fe | 0,180 | 0,183 | 0,148 | 0,151 | 0,145 | 0,202 | 0,103 | 0,048 | 0,047 | 0,062 | 0,182 | 0,092 |
| Mn | | | 0,002 | 0,004 | | 0,002 | | | 0,004 | 0,002 | 0,007 | |
| Mg | 1,819 | 1,703 | 1,732 | 1,721 | 1,728 | 1,687 | 0,814 | 0,862 | 0,882 | 0,783 | 0,726 | 0,558 |
| Ca | | 0,035 | 0,023 | 0,069 | 0,021 | 0,040 | 0,820 | 0,868 | 0,794 | 0,882 | 0,707 | 0,833 |
| Na | 0,003 | 0,040 | 0,008 | 0,002 | 0,008 | 0,013 | 0,114 | 0,184 | 0,092 | 0,090 | 0,127 | 0,142 |
| K | | 0,008 | | | | | | | | 0,002 | | |
| Ti | | 0,004 | | | | | 0,011 | 0,008 | 0,004 | 0,009 | 0,013 | 0,007 |
| Cr | 0,002 | 0,010 | 0,008 | 0,008 | 0,012 | 0,002 | 0,013 | 0,033 | 0,026 | 0,015 | 0,006 | 0,013 |
| Ni | 0,007 | | | | | | | | | | | |
| Total | 3,015 | 4,053 | 3,998 | 4,045 | 3,998 | 4,027 | 4,030 | 4,095 | 3,957 | 4,018 | 4,020 | 3,980 |

Analyse 1 = olivine de péridotite (M 5—102)

2 = orthopyroxène de péridotite (M 5—102)

3 = orthopyroxène de péridotite (M 5—186)

4 = orthopyroxène de péridotite (M 6—128)

5 = orthopyroxène d'enstatite (M 6—78)

6 = orthopyroxène de webstérite (M 5—103)

7 = clinopyroxène de péridotite (M 5—102)

A = clinopyroxène de péridotite (M 5—186) (in KORNPROBST, 1966)

8 = clinopyroxène de péridotite (M 6—128)

9 = clinopyroxène de webstérite (M 5—103)

B = clinopyroxène de webstérite à grenat (M 5—40) (in KORNPROBST, 1966)

10 = clinopyroxène de webstérite à grenat (M 6—129)

phlogopite et des minéraux opaques. Les principaux minéraux secondaires sont la trémolite, le talc et la serpentine.

a) L'olivine

Dans la plupart des cas elle représente plus de 60 % du volume total des péridotites. Incolores et limpides, les cristaux peuvent atteindre 5 mm de diamètre mais

| 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | C | 16 | 17 | D | 18 | 19 | 20 | 21 |
|--------|--------|-------|-------|--------|---------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 49,50 | 50,60 | 48,76 | 50,19 | 50,02 | 0,40 | | 40,99 | 40,15 | 39,49 | 39,05 | 38,17 | 38,44 |
| 8,52 | 8,89 | 7,08 | 5,01 | 4,88 | 46,00 | 62,38 | 23,33 | 18,22 | 24,02 | 21,59 | 24,51 | 21,01 |
| 1,87 | 1,98 | 0,49 | tr. | 1,18 | | | | | | | | |
| 7,26 | 7,41 | 6,77 | 9,64 | 9,36 | 11,44 | 11,12 | 11,38 | 20,67 | 16,12 | 19,99 | 19,54 | 20,92 |
| 0,15 | 0,14 | 0,13 | 0,19 | 0,08 | 0,03 | nd | 0,26 | 0,80 | 0,16 | 0,71 | 0,29 | 0,13 |
| 11,57 | 15,10 | 12,99 | 14,45 | 14,33 | 18,30 | 19,99 | 17,76 | 14,37 | 11,69 | 11,17 | 9,92 | 12,33 |
| 18,60 | 12,70 | 20,44 | 17,47 | 17,24 | 0,30 | nd | 4,95 | 4,40 | 6,67 | 6,73 | 6,03 | 4,75 |
| 2,02 | 1,78 | 1,74 | 1,28 | 1,58 | | nd | 0,19 | 0,18 | 0,12 | 0,11 | 0,24 | 0,09 |
| 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,04 | 0,04 | | nd | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,07 |
| 0,42 | 1,02 | 0,59 | 0,60 | 0,52 | 0,20 | 0,00 | tr. | tr. | tr. | 0,20 | tr. | tr. |
| 0,12 | 0,17 | 0,02 | tr. | tr. | | nd | 0,05 | 0,30 | 0,30 | 0,16 | 0,13 | tr. |
| 0,12 | 0,18 | 0,31 | 0,28 | 0,55 | 22,50 | 6,08 | 0,75 | 0,67 | 0,33 | 0,15 | 0,33 | 0,88 |
| 0,65 | 0,70 | 0,25 | 0,52 | 0,52 | } 0,10 | nd | 0,01 | 0,20 | 0,46 | 0,31 | 0,37 | 0,80 |
| 0,01 | tr. | tr. | 0,12 | 0,05 | | nd | tr. | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | tr. |
| 100,85 | 100,68 | 99,59 | 99,79 | 100,35 | 99,27 | 99,57 | 99,68 | 100,01 | 99,43 | 100,25 | 99,61 | 100,11 |
| 1,831 | 1,838 | 1,822 | 1,879 | 1,868 | | | 5,934 | 6,029 | 5,923 | 5,902 | 5,781 | 5,870 |
| 0,154 | 0,185 | 0,122 | 0,085 | 0,088 | } 1,490 | 1,840 | 3,980 | 3,223 | 4,240 | 3,850 | 4,379 | 3,780 |
| 0,219 | 0,197 | 0,190 | 0,135 | 0,128 | | | | | | | | |
| 0,053 | 0,052 | 0,013 | | 0,034 | 0,015 | | | 0,677 | | 0,209 | | 0,312 |
| 0,224 | 0,225 | 0,211 | 0,301 | 0,292 | 0,249 | 0,238 | 1,382 | 1,922 | 2,016 | 2,315 | 2,476 | 2,358 |
| 0,004 | 0,004 | 0,002 | 0,007 | 0,002 | | | 0,034 | 0,099 | 0,018 | 0,091 | 0,036 | 0,009 |
| 0,639 | 0,919 | 0,723 | 0,805 | 0,799 | 0,749 | 0,761 | 3,823 | 3,213 | 2,611 | 2,515 | 2,239 | 2,807 |
| 0,739 | 0,493 | 0,819 | 0,699 | 0,689 | | | 0,764 | 0,703 | 1,071 | 1,089 | 0,983 | 0,779 |
| 0,142 | 0,127 | 0,126 | 0,094 | 0,114 | | | 0,051 | 0,054 | 0,027 | 0,027 | 0,072 | 0,027 |
| 0,002 | | | 0,002 | 0,002 | | | | | | | | |
| 0,011 | 0,028 | 0,018 | 0,018 | 0,013 | 0,005 | | | | | 0,027 | | |
| 0,003 | 0,007 | 0,009 | 0,009 | 0,016 | 0,490 | 0,123 | 0,085 | 0,081 | 0,036 | 0,018 | 0,036 | 0,101 |
| 4,018 | 3,975 | 4,055 | 4,034 | 4,045 | 2,998 | 2,962 | 16,053 | 16,001 | 15,942 | 16,043 | 16,002 | 16,043 |

- Analyse 11 = clinopyroxène de clinopyroxénolite à grenat (M 5—106)
 12 = clinopyroxène de clinopyroxénolite à grenat (M 5—101)
 13 = clinopyroxène de clinopyroxénolite à grenat (M 5—43)
 14 = clinopyroxène de clinopyroxénolite à grenat et ilménite (M 5—367)
 15 = clinopyroxène de clinopyroxénolite à grenat (M 6—79)
 C = spinelle de péridotite (M 5—186) (in KORNPROBST, 1966; analyse PATUREAU)
 16 = spinelle de péridotite (M 6—128)
 17 = grenat de webstérite (M 6—129)
 D = grenat de pyroxénolite (M 5—101) (in KORNPROBST, 1966)
 18 = grenat de pyroxénolite (M 5—43)
 19 = grenat de pyroxénolite (M 5—106)
 20 = grenat de pyroxénolite (M 5—367)
 21 = grenat de pyroxénolite (M 6—79)

leurs dimensions moyennes avoisinent le mm; ils sont généralement subauto-morphes ou xénomorphes, avec des contours complexes. L'extinction est fortement onduleuse et les macles mécaniques sont fréquentes. L'olivine ne contient pratiquement jamais d'inclusion, à part de très fines particules disposées en nuages ou en traînée. Elle peut cependant englober, très rarement, des cristaux

de spinelle brun rose pâle, en gouttelettes ou, exceptionnellement, subautomorphes ou automorphes; il paraît difficile de considérer ici ce spinelle comme une phase précoce de cristallisation (voir BABKINE et al., 1965) puisque du spinelle dont l'aspect est tout à fait analogue est présent dans la roche en cristaux tardifs interstitiels; ces inclusions peuvent témoigner d'une recristallisation postérieure au développement du spinelle interstitiel: plusieurs auteurs admettent en effet la recristallisation de l'olivine à des températures relativement faibles, sous l'effet de processus mécaniques (RAGAN, 1967; LAPPIN, 1967). On peut également les interpréter comme des exsolutions: la teneur relativement élevée en alumine de l'olivine analysée permet d'envisager la présence de quantités notables de molécules $MgAl_2O_4$ en solution solide dans le périclote. La composition chimique de l'olivine a été évaluée par diffractométrie X sur 43 échantillons prélevés en divers points du massif; deux méthodes ont été utilisées (YODER et SAHAMA, 1957; JACKSON, 1960); chacune d'elles montre des variations sensibles de cette composition (Fo85 à Fo95) mais, en fait, il n'y a aucune corrélation ($r=0,233$) entre les deux groupes de résultats obtenus; par contre chacun des deux histogrammes établis à partir de ces données montre un pic aigu pour une composition voisine de Fo91, identique à celle qui ressort de l'analyse chimique (Tableau 1, N° 1); il est par conséquent légitime d'admettre cette composition pour toutes les olivines du massif. Des «traversées» effectuées à la microsonde de Castaing paraissent démontrer que ces cristaux ne sont pas zonés.

b) L'orthopyroxène

Toujours présent dans les périclotes il y forme des lits très minces (millimétriques) ou des alignements de cristaux. Plus ou moins abondant, il constitue 2 populations d'individus différenciés par leurs dimensions: des gros «porphyroblastes», dépassant parfois 8 mm de longueur, sont les plus gros éléments des périclotes; des cristaux dont la taille est inférieure à 0,5 ou 1 mm et qui ne représentent qu'un faible volume par rapport aux précédents. Légèrement jaunâtre, généralement limpide, l'orthopyroxène est presque toujours xénomorphe, interstitiel ou poeciloblastique. Il contient fréquemment, dans les plans 100, de très minces lamelles d'exsolution, qui montrent parfois de légers renflements et peuvent passer latéralement, avec la même orientation optique, à des inclusions de clinopyroxène ou à des petits cristaux de diopside situés sur la bordure des orthopyroxènes. Ces lamelles sont surtout abondantes au centre des gros cristaux; la périphérie des «porphyroblastes» en contient très peu, souvent plus du tout (Fig. 4); les petits cristaux interstitiels en sont généralement complètement dépourvus.

Les gros cristaux englobent de nombreuses inclusions: olivine, clinopyroxène, spinelle et, rarement, minéraux opaques.

Des mesures d'indice de réfraction ont été faites sur des cristaux extraits de 35 échantillons de périclote; j'ai également déterminé la position d'une réflexion X (pic voisin de $63^\circ 2\theta$ CuK_α) par rapport à un étalon interne (ZWAAN, 1954; O'HARA et MERCY, 1963); ces mesures montrent une légère fluctuation des teneurs en fer et des variations probablement plus importantes des teneurs en alumine, faits confirmés par les analyses chimiques. Tous ces orthopyroxènes sont des enstatites riches en Al_2O_3 , pouvant contenir jusqu'à 10% de molécule

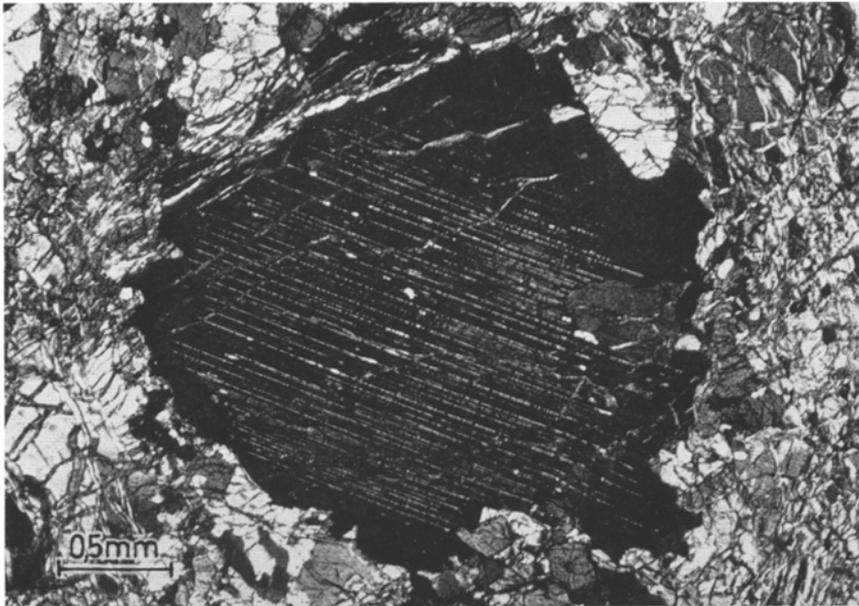


Fig. 4. Répartition des lamelles d'exsolution de clinopyroxène au centre d'un cristal d'enstatite (nicols croisés)

$MgAl_2SiO_6$ (échantillon M6-128). Les teneurs en Ca sont également élevées (jusqu'à 3,5% de wollastonite); l'essentiel doit actuellement se trouver dans les lamelles de diopside situées au cœur des gros cristaux et l'on peut en déduire des variations importantes des conditions physiques au cours de la cristallisation; d'après ATLAS (1952) en effet, puis BOYD et SCHAIRER (1964) et DAVIS et BOYD (1966), le réseau de l'orthopyroxène peut admettre des quantités de Ca d'autant plus importantes que la température de cristallisation est plus élevée; il semble donc que, la périphérie des gros cristaux et les cristaux interstitiels aient dû se développer à des températures inférieures à celles qui ont présidé à la cristallisation du cœur des gros cristaux.

c) Le clinopyroxène

Il est relativement peu abondant et certains faciès en sont presque totalement dépourvus. Des cristaux peuvent atteindre des dimensions voisines de 3 ou 4 mm mais la plupart sont inférieurs au mm. Xénomorphes à contours irréguliers, les plus gros ont un aspect porphyroblastique tandis que les petits sont franchement interstitiels. Nettement teintés en lame mince (verdâtre pâle) ils présentent presque toujours une extinction onduleuse. Ils sont souvent affectés par le clivage du diallage; des lamelles très fines d'orthopyroxène se disposent parfois parallèlement à ce plan. Des inclusions de spinelle et d'olivine sont assez fréquentes; il s'agit peut-être d'exsolutions; à forte température le diopside est en effet susceptible de contenir des proportions importantes d'olivine en solution solide (KUSHIRO, 1964a; KUSHIRO et SCHAIRER, 1963).

Parfois en cristaux isolés il constitue plus généralement, en association avec l'enstatite, des nids allongés ou des petits lits plus ou moins réguliers de l'épaisseur d'un cristal ou deux. Trois clinopyroxènes de péridotite ont été analysés (Tableau 1, N° 8, A et 9). Leurs compositions sont voisines mais non rigoureusement identiques; dans le diagramme de POLDERVAART et HESS (1951) ils se groupent dans le champ du diopside et de l'endiopside (Fig. 5); wollastonite, enstatite et orthoferrosilite entrent pour plus de 80% dans leur constitution; il s'y ajoute essentiellement la jadéite et la molécule de Tschermack avec parfois un peu d'aegyrine. La composition chimique des clinopyroxènes des péridotites paraît ainsi varier légèrement, de façon plus sensible que celles des orthopyroxènes et de l'olivine.

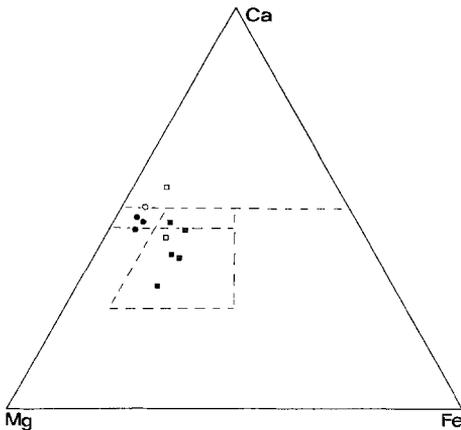


Fig. 5. Composition chimique des clinopyroxènes des péridotites et des pyroxénolites, figurée dans un triangle Ca—Mg—Fe (d'après POLDERVAART et HESS, 1951). Cercles noirs: diopsides de péridotites; cercle blanc: diopside de webstérite; carrés blancs: clinopyroxènes de webstérites à grenat; carrés noirs: clinopyroxènes de clinopyroxénolites à grenat

d) Le spinelle

Il est peu abondant, en petits cristaux dont la taille est généralement voisine de 0,5 mm. Il constitue le plus souvent des masses interstitielles qui peuvent englober poeciliquement les autres minéraux; ces masses sont fréquemment allongées parallèlement à la schistosité; découpées par des fractures perpendiculaires à ce plan, elles subissent des étirements qui conduisent à une disposition en chapelet de grains.

La couleur du spinelle est très variable: le plus souvent rose saumon ou brun rose pâle, il peut être presque incolore ou, au contraire, très sombre, presque noir; parfois brun verdâtre ou olivâtre, il n'est qu'exceptionnellement vert vif, couleur qui caractérise par contre les spinelles de certaines pyroxénolites. Les cristaux sont parfois zonés: très sombres au cœur ils acquièrent progressivement des teintes pâles vers la périphérie; ce phénomène s'observe surtout dans les roches très riches en olivine.

Des mesures du paramètre cristallin et de l'indice de réfraction ont été faites sur les spinelles extraits de 32 échantillons de péridotite. Les résultats obtenus montrent que la composition de la phase spinelle varie largement au sein du massif. Deux analyses chimiques ont été effectuées (Tableau 1, N° C et 16): l'une (M 5-128) sur un spinelle rose en lame mince; l'autre (M 5-186) sur un spinelle brun rouge pâle. Le calcul des pourcentages en composants polaires montre

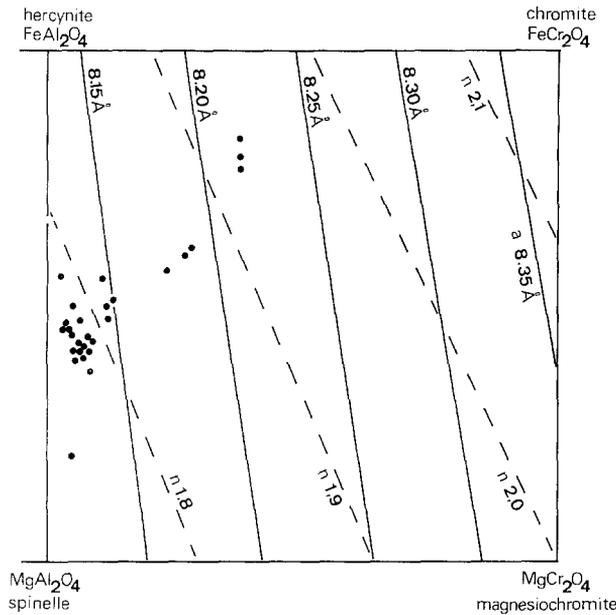


Fig. 6. Composition des spinelles déduite des paramètres de maille et des indices de réfraction (d'après DEER et al., 1962)

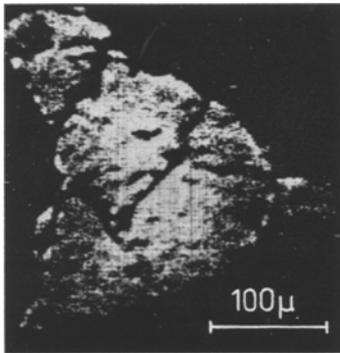


Fig. 7. Répartition du fer dans un spinelle zoné de dunite (image X effectuée à l'aide de la microsonde électronique du B.R.G.M., Orléans-La Source)

que les teneurs en spinelle (sens strict) sont sensiblement les mêmes alors que le spinelle (sens large) coloré est beaucoup plus riche en chromite et ne contient pas de hercynite; par ailleurs il n'apparaît pas (M 5-128) ou pratiquement pas (1% dans M 5-186) de magnétite: ces spinelles seraient donc dépourvus de fer trivalent et il est par conséquent possible d'utiliser la partie droite du diagramme de DEER et al. (1962) pour y reporter les valeurs de a et de n qui ont été mesurées (Fig. 6); le domaine des compositions des spinelles du massif y est compris entre celle d'une picotite riche en chrome et celle d'un spinelle (s. s.) presque pur, la composition la plus fréquente étant celle d'un pléonaste chromifère. Outre ces variations de composition observées d'un échantillon à un autre, il existe des variations au sein d'un même cristal, dans les spinelles zonés des dunites; des images X («scannings») effectuées à la microsonde électronique (B.R.G.M., Orléans — La Source) montrent que la teneur en fer varie largement, diminuant du centre vers la périphérie du cristal (Fig. 7).

II. Les pyroxénolites

Elles affleurent en niveaux réguliers, généralement peu épais (moins de 15 cm dans la plupart des cas, exceptionnellement jusqu'à 1 m), qui dessinent parfois des plis isoclinaux au sein de la péridotite banale mais ne sont généralement pas schisteux. Il est difficile d'évaluer le volume représenté par ces faciès dans le massif; des coupes verticales faites chacune sur une dizaine de mètres permettent d'avancer le chiffre de 3%.

Au contraire des péridotites les pyroxénolites sont assez variées et il en existe plusieurs types qui peuvent apparaître isolément ou associés entre eux:

les enstatitites contiennent essentiellement de l'orthopyroxène accompagné d'un peu de pyroxène monoclinique et parfois d'un peu d'olivine;

les webstérites comportent beaucoup de clinopyroxène et ne contiennent qu'exceptionnellement de l'olivine; on peut distinguer plusieurs types d'assemblages:

1. Clinopyroxène — Orthopyroxène — Spinelle — (Olivine);
2. Clinopyroxène — Orthopyroxène — Spinelle;
3. Clinopyroxène — Orthopyroxène — Spinelle — Grenat;
4. Clinopyroxène — Orthopyroxène — Grenat;

les assemblages 2 et 3 étant des «ariégites» au sens de LACROIX (1900a, 1917); les clinopyroxénolites à grenat.

Les enstatitites et les clinopyroxénolites à grenat affleurent souvent en bancs, directement en contact avec les péridotites; ce contact apparaît tranché sur le terrain mais au microscope il est relativement irrégulier et suit des limites de cristaux xénomorphes; entre péridotite et clinopyroxénolite à grenat on note généralement l'existence d'une ligne de l'épaisseur d'un cristal (1 ou $\frac{2}{10}$ de mm) où abondent des cristaux d'orthopyroxène.

Les autres faciès sont au contraire toujours associés à des pyroxénolites auxquelles ils passent progressivement, passage continu mais très rapide; on peut ainsi observer des «séquences» présentant la succession suivante:

péridotite,
 enstatitite,
 webstérite
 webstérite à grenat, avec ou sans spinelle,
 clinopyroxénolite à grenat.

Ce dernier assemblage forme alors le centre d'un banc symétrique de pyroxénolite, cas le plus complexe que j'ai pu observer mais néanmoins assez fréquent. D'autres bancs symétriques peuvent avoir pour cœur des faciès du type webstérite à grenat, ou sans grenat, passant également progressivement aux péridotites par l'intermédiaire d'enstatitites (Fig. 8).

En résumé les bancs de pyroxénolite insérés dans les roches ultrabasiqes des Beni Bouchera sont de deux natures: bancs simples uniquement composés d'enstatitite ou de clinopyroxénolite à grenat; bancs composites constitués par l'empilement, symétrique et dans un ordre déterminé, de divers assemblages. D'un banc complexe à un autre les épaisseurs relatives des divers faciès peuvent être variables mais dans un même banc la symétrie paraît très rigoureuse.

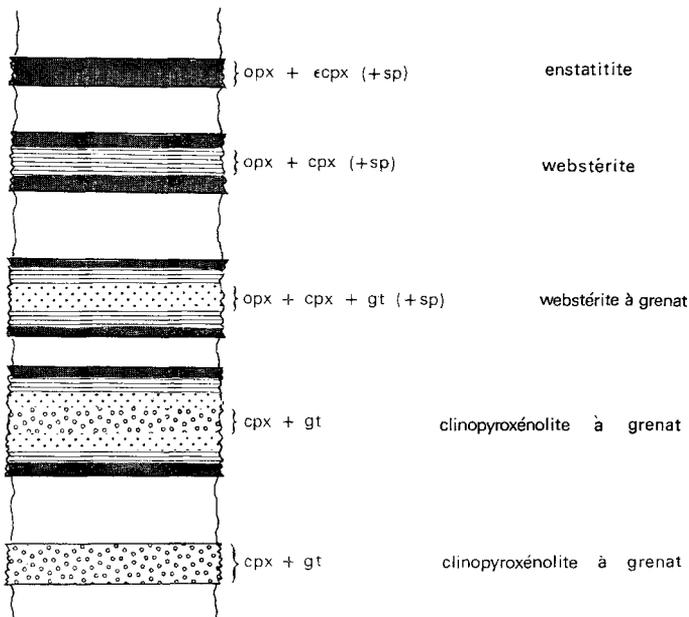


Fig. 8. Constitution pétrographique des divers types de bancs de pyroxénolite, simples et complexes, observés dans le massif des Beni Bouchera

a) L'orthopyroxène

Il représente plus de 90% des enstatites et près de 50% des webstérites sans grenat; il s'y présente en cristaux xénomorphe de grande taille, atteignant souvent 0,5 cm; les macles mécaniques sont fréquentes; les exsolutions de clinopyroxène sont rares et très fines. Deux analyses chimiques (Tableau 1, N° 5 et 6) montrent que sa composition est voisine de celles des enstatites des péridotites; l'orthopyroxène de l'enstatite est relativement pauvre en alumine ce qui tient peut-être à une richesse en chrome exceptionnelle.

Dans les webstérites à grenat l'orthopyroxène est beaucoup moins abondant et en cristaux plus ténus; il montre parfois un léger pléochroïsme (bleu très pâle à rose très pâle); l'indice de réfraction élevé et la position de la réflexion située au voisinage de 63° (2θ CuK α) indiquent qu'il est sensiblement plus riche en fer et, sans doute, moins riche en alumine que les enstatites des autres roches.

b) Le clinopyroxène

Élément accessoire des orthopyroxénolites il s'y présente en rares petits cristaux xénomorphes interstitiels; par ses propriétés optiques, ses paramètres cristallins, le volume de la maille et l'angle β (déterminés à partir de diagrammes de poudre, en utilisant le programme proposé par BURNHAM, 1962) il paraît très voisin des diopsides des péridotites. Dans toutes les autres pyroxénolites le pyroxène monoclinique est très abondant mais sa composition est fort variable:

Dans les webstérites sans grenat il a sensiblement les mêmes caractères que les diopsides des péridotites et sa composition chimique est la même (Tableau 1, N° 9).

Dans les pyroxénolites à grenat il n'exécède généralement pas 1 ou 1,5 mm (il existe des cristaux beaucoup plus gros mais nous verrons plus loin qu'ils ont une signification particulière). Il est généralement xénomorphe, avec des contours très irréguliers, soulignés par des franges de très fins cristaux (amphibole, plagioclase, spinelle) s'associant parfois en groupements vermiculés. Verdâtre pâle dans les webstérites grenatifères, le clinopyroxène est jaune brunâtre dans les clinopyroxénolites qui forment les bancs simples ou le centre des bancs complexes. L'extinction est souvent onduleuse et l'on observe parfois des cristaux tordus. Notons des inclusions de rutile. Certains cristaux sont constellés de gouttelettes de plagioclase qui ont certainement été exsoluées.

Sept clinopyroxènes de pyroxénolite à grenat ont été analysés (Tableau I, N° 9, B, 10 à 15). Trois d'entre eux proviennent de bancs complexes: d'une webstérite à grenat et spinelle (M 6—129); d'une webstérite à grenat altéré (M 5—40); d'une clinopyroxénolite à grenat (M 5—106). Trois autres ont été extraits de bancs simples de clinopyroxénolite à grenat (M 5—43; M 5—367; M 6—79). Le dernier (M 5—101) vient d'un niveau épais et très largement cristallisé dont les relations exactes avec les roches encaissantes n'ont pas été établies. Des variations importantes ressortent de la comparaison de ces analyses: dans le triangle de POLDERVAART et HESS (Fig. 5) l'aire de dispersion des points représentatifs est assez vaste et nettement distincte de celle dans laquelle tombent les diopsides des péridotites; l'un des points (M 6—129) est situé en dehors du champ des pyroxènes car il représente un diopside exceptionnellement riche en molécule de Tschermack; tous les autres sont relativement riches en fer: ce sont des augites, plus rarement des salites (M 5—43).

Le calcul des pourcentages en composants polaires suivant la méthode proposée par KUSHIRO (1962) fait apparaître des quantités notables de jadéite et de molécule de Tschermack. Bien que l'on ne puisse ici utiliser directement les travaux expérimentaux de KUSHIRO (1965) on peut cependant admettre que ces pyroxènes sont des minéraux de haute température et haute pression.

J'ai dit plus haut que, dans ces pyroxénolites, apparaissent parfois des clinopyroxènes de grande taille, pouvant atteindre et même dépasser 5 mm; xénomorphes à contours très irréguliers, incolores ou jaune pâle, ces cristaux sont généralement très déformés et ont une extinction fortement ondulante. Certains ont recristallisé sous forme de cristaux plus petits analogues à ceux qui ont été décrits plus haut. Ces gros éléments contiennent des lamelles d'exsolution d'orthopyroxène très larges et représentant fréquemment 20% du volume du cristal, parfois 30 ou même 40% (Fig. 9); ces lamelles sont parfois associées à des filets de plagioclase. Un échantillon (M 5—101) contient de tels clinopyroxènes de grande taille qui montrent un système d'exolutions extrêmement complexe: des lamelles d'orthopyroxène, abondantes et très larges, s'interrompent localement pour laisser place à des échardes irrégulières de grenat enveloppé de plagioclase (Fig. 10); des textures analogues ont été décrites dans des enclaves des kimberlites (WILLIAMS, 1932), dans des «éclogites» (HENTSCHEL, 1937; BLOXAM et ALLEN, 1960) et dans des gneiss à augite et grenat du faciès granulite (O'HARA, 1961). Par ailleurs du grenat peut également être exsudé latéralement par ces gros pyroxènes, grenat interstitiel qui peut rester en relation avec les lamelles d'exsolution par l'intermédiaire de minces filaments (Fig. 11). Ces cristaux de

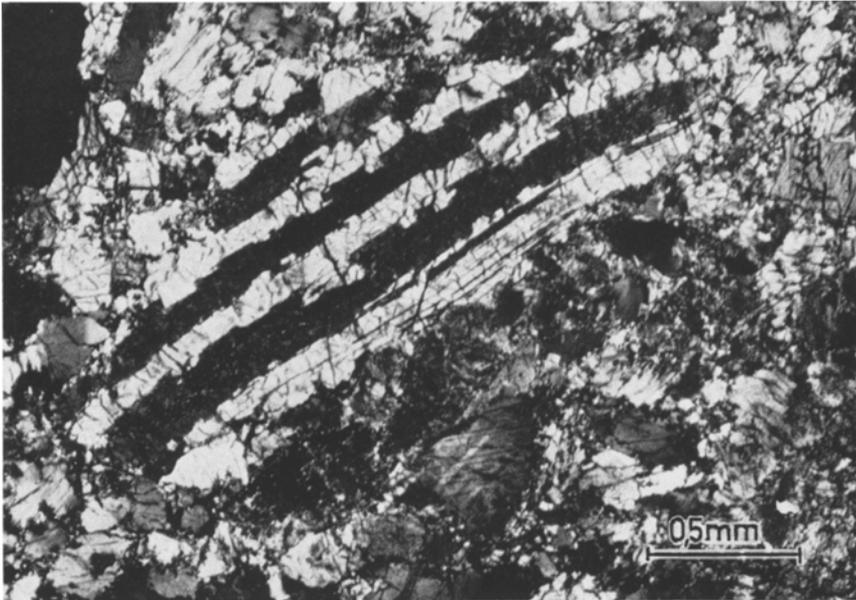


Fig. 9. Grandes lamelles d'exsudation d'orthopyroxène (à l'extinction) dans un clinopyroxène de pyroxénolite (nicols croisés)

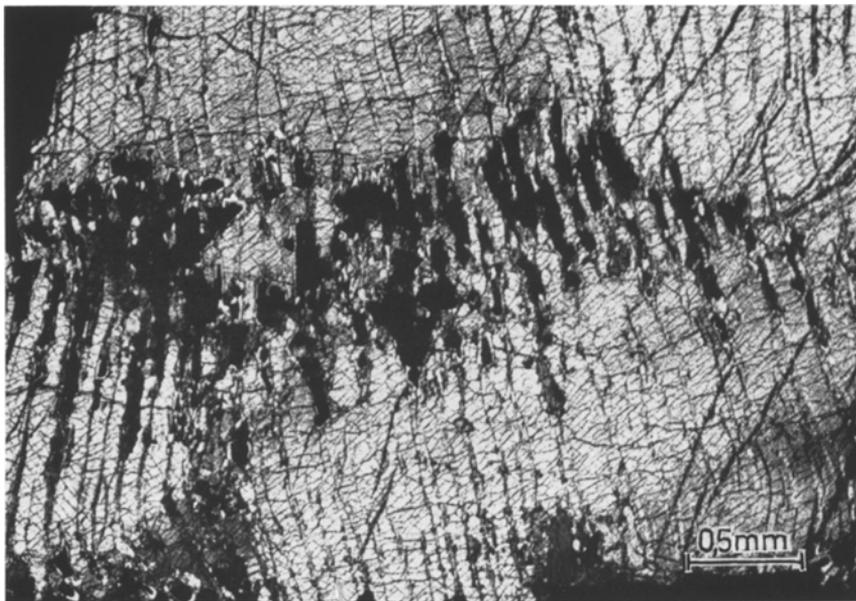


Fig. 10. Exsolutions de grenat (associé à du plagioclase et à de l'orthopyroxène) dans un grand cristal d'augite de pyroxénolite (nicols croisés)

pyroxène particuliers, présentant ces importantes réactions de subsolidus, peuvent être interprétés comme des reliques modifiées d'une paragenèse ancienne évoquant pour la roche une histoire originelle à très haute température, vraisemblablement ignée.

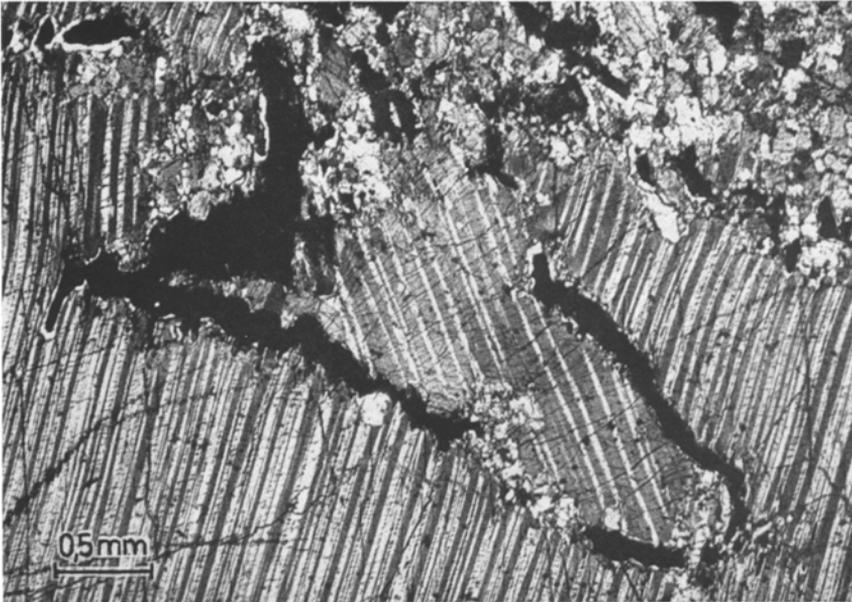


Fig. 11. Grand cristal d'augite d'une pyroxénolite exsudant latéralement du grenat interstitiel (nicols croisés)

c) Le grenat

Il est généralement peu abondant dans les assemblages à orthopyroxène où il est d'ailleurs souvent complètement altéré. Il constitue au contraire une part importante des clinopyroxénolites. Rarement automorphe il est le plus souvent xénomorphe, en amandes allongées parallèlement au litage. Il y a souvent deux populations de cristaux dans une même lame mince, différant par leurs dimensions : les uns atteignent parfois 1 cm mais ne dépassent généralement pas 5 mm ; les autres sont inférieurs à 1 mm ; les premiers pourraient être primaires dans la roche ; les seconds paraissent avoir été exsudés tardivement par le clinopyroxène précoce (Fig. 11). Rose orangé ou rouge orangé sur l'échantillon, les cristaux de grenat sont pratiquement incolores en lame mince. Notons des inclusions de clinopyroxène, de minéraux opaques et parfois de rutile ; certains grenats d'un très mince niveau de pyroxénolite contiennent des cristaux subautomorphes d'olivine de près de 1 mm de longueur.

Le grenat est presque toujours cerné, partiellement ou complètement, par une auréole de «kélyphite» qui peut gagner les fractures du minéral et l'envahir entièrement. Dans les faciès à orthopyroxène le grenat est souvent totalement remplacé par un feutrage de minéraux parfois assez largement cristallisés. De couleur sombre dans le cas le plus général, les auréoles sont complexes : MILLIARD (1959a) note à leur propos qu'elles peuvent comporter 3 enveloppes distinctes. Ces enveloppes paraissent correspondre : la plus interne (spinelle + orthopyroxène) à l'altération in situ du grenat (les contours des cristaux automorphes englobent toujours cette zone) ; la plus externe (spinelle + amphibole brune) à l'altération

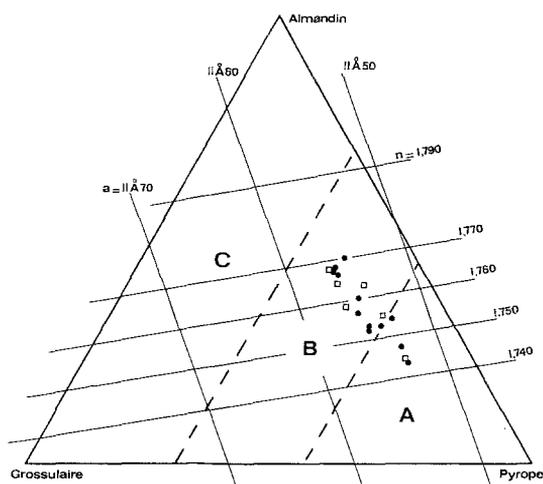


Fig. 12. Position des grenats des pyroxénolites des Beni Bouchera dans le triangle de COLEMAN et al. (1965). D'après leur composition chimique: carrés blancs; d'après leurs propriétés physiques a et n (WINCHELL, 1951): cercles noirs

in situ du clinopyroxène voisin; l'enveloppe intermédiaire (clinopyroxène + olivine + plagioclase) à une zone de réaction entre les deux minéraux primaires.

Dans les faciès à orthopyroxène la kélyphite est très abondante et les grenats sont le plus souvent entièrement remplacés par des faisceaux de fibres et de vermicules enchevêtrés; on reconnaît le spinelle vert pâle, l'orthopyroxène, l'amphibole brune et le plagioclase, accompagnés de clinopyroxène et d'olivine en petits granules. Si les grenats des webstérites sont souvent complètement altérés, ceux des clinopyroxénolites sont au contraire généralement frais. La kélyphitisation s'attaque de préférence aux grenats les plus riches en pyrope.

Six grenats de pyroxénolite ont été analysés. Deux proviennent de bancs complexes (M 6—129 et M 5—106); 3 ont été extraits de bancs simples (M 5—43; M 5—367; M 6—79); le dernier (M 5—101) provient du gros banc dont je ne connais pas les relations avec les roches encaissantes. Le calcul des formules structurales et des pourcentages en composants polaires montre que le fer trivalent n'est présent qu'en quantités subordonnées. Les teneurs en calcium sont relativement constantes; la molécule spessartine n'est pratiquement pas représentée.

Des variations importantes ressortent de la comparaison des teneurs en fer et en magnésium. Les points représentatifs de ces grenats dans le triangle de COLEMAN et al. (1967) s'alignent à peu près parallèlement au côté almandin-pyrope (Fig. 12); 5 d'entre eux sont situés dans le champ du groupe B des éclorites selon COLEMAN; un seul appartient au groupe A des éclorites liées aux roches ultrabasiqes. Ce fait se confirme si l'on pointe, à l'aide des indices de réfraction et des paramètres cristallins, 12 grenats extraits de 12 pyroxénolites, sur une projection du tétraèdre de WINCHELL (1958) sur le triangle de COLEMAN (Fig. 12): 3 seulement de ces 12 grenats tombent dans le champ du groupe A des éclorites. De nombreux grenats liés aux roches ultrabasiqes paraissent moins riches en pyrope que ne l'avait prévu COLEMAN (MERCY et O'HARA, 1968). Reprenant les données publiées par COLEMAN et al., ainsi que diverses analyses de grenats et des roches, pyroxénites, pyroxénolites ou péridotites, qui les

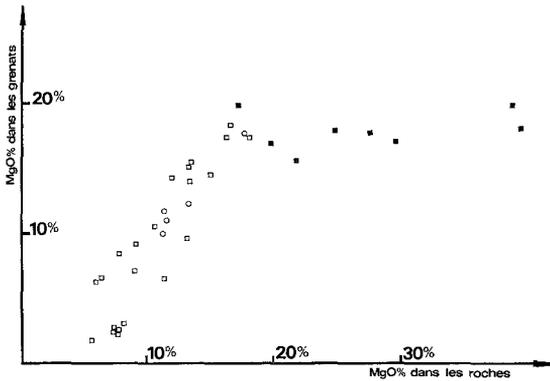


Fig. 13. Comparaison de la teneur en MgO des grenats et des roches qui les contiennent. Cercles blancs: pyroxénolites des Beni Bouchera; carrés blancs: pyroxénolites et éclogites, in litt.; carrés noirs: péridotites à grenat, in litt. Données de BARKINE et al. (communication personnelle), COLEMAN et al. (1965), GIROD (1967), KUSHIRO et al. (1968), O'HARA et MERCY (1963, 1966a, 1966b), SOBOLEV et al. (1968), VELDE (1966), VOGEL (1967)

contiennent, on peut montrer (Fig. 13) que la teneur en pyrope paraît être directement liée à la teneur en MgO de la roche hôte, jusqu'à un certain seuil de saturation du grenat, atteint dans les péridotites et dans certaines pyroxénolites très riches en magnésium. Dans les Beni Bouchera il est clair que les grenats les plus riches en pyrope appartiennent aux webstérites à grenat, roches fortement magnésiennes. Nous sommes ramenés ici à un système similaire à celui qui a été étudié par BOYD et ENGLAND (1964) et par MACGREGOR et RINGWOOD (1964): à l'équilibre enstatite/pyrope que l'on peut comparer au passage des webstérites à grenat aux webstérites sans grenat, d'un assemblage comportant grenat et enstatite relativement pauvre en alumine, à un assemblage sans grenat et à enstatite alumineuse; il n'est malheureusement pas possible d'utiliser directement les données expérimentales puisqu'il faut également tenir compte du clinopyroxène dans le système naturel.

d) Les minéraux accessoires

Des enstatites aux clinopyroxénolites à grenat l'amphibole, en petits cristaux xénomorphes interstitiels, est de plus en plus abondante (jusqu'à 3 ou 4%) et présente des teintes de plus en plus vives (jusqu'à brun rouge soutenu). Le spinelle, rose ou brun rouge dans les enstatites, est vert assez vif dans les webstérites (ariégites). Le plagioclase (andésine) entre surtout dans la constitution de la kélyphite. Signalons encore de très rares paillettes de phlogopite et des petits grains de rutile. Les minéraux opaques seront décrits ultérieurement (en collaboration avec F. CONQUERE).

III. Composition des roches ultrabasiques

a) Composition modale

Un certain nombre d'analyses modales ont été effectuées à l'aide du compteur de points Swift. Faites chacune sur 2000 points espacés de 0,2 mm, elles ne prétendent pas être rigoureuses mais donner une approximation sur la composition minéralogique en volume des roches ultrabasiques des Beni Bouchera. La confrontation de ces analyses modales avec les analyses chimiques des roches et des minéraux donne des résultats satisfaisants sauf en ce qui concerne les pourcentages en diopside des péridotites qui paraissent généralement avoir été sous estimés.

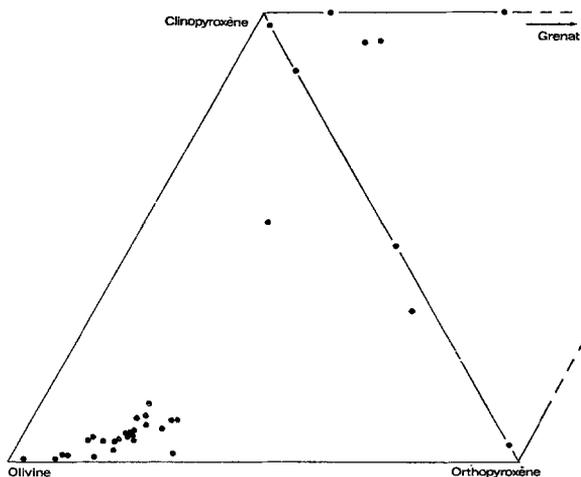


Fig. 14. Composition modale des roches ultrabasiqes des Beni Bouchera

Le grenat et l'olivine ne coéxistant jamais dans une même roche³, j'ai pu représenter ces analyses modales sur un diagramme losangique à 4 pôles (Fig. 14): olivine—clinopyroxène—orthopyroxène—grenat. Notons tout d'abord que, bien que certains points soient très proches des pôles du diagramme, il n'existe pas de faciès réellement monophasés. Notons ensuite une concentration des points représentatifs au voisinage du pôle olivine: de fait c'est dans ce domaine des dunites, saxonites et lherzolites que doivent se situer 95% au moins des roches du massif. La plupart des autres points tombent dans le champ des roches sans olivine: les faciès intermédiaires sont très rares, plus rares encore que ne le laisse supposer le diagramme. La composition modale des bancs complexes de pyroxénolite évolue, des bordures vers le cœur, d'abord le long de la ligne orthopyroxène-clinopyroxène, dans le sens d'un enrichissement en clinopyroxène; le grenat apparaît avant la disparition totale de l'orthopyroxène; puis les teneurs en clinopyroxène décroissent au bénéfice du grenat.

Les analyses modales permettent de mettre en évidence, dans les péridotites, une corrélation satisfaisante entre les teneurs en spinelle et les teneurs en diopside ($r=0,764$); ceci n'est plus valable dans les webstérites car si certaines de ces roches sont riches en spinelle vert, d'autres en sont presque totalement dépourvues. On constate par ailleurs une certaine relation entre les teneurs en diopside et l'indice de réfraction du spinelle: les roches pauvres en clinopyroxène ont systématiquement un spinelle très chromifère.

b) Composition chimique

Une vingtaine d'analyses chimiques de roches ultrabasiqes des Beni Bouchera ont été effectuées par voie humide; elles sont présentées au Tableau 2, accompagnées de leurs normes C.I.P.W. Cinq d'entre elles (A à E) ont été empruntées à la littérature (MILLIARD, 1959a; KORNPROBST, 1966). Si l'échantillon M 6—228 était assez fortement serpentinisé, comme le montre sa teneur en eau de constitution, les autres roches étaient saines.

3. Mis à part le cas exceptionnel, signalé plus haut, d'inclusions d'olivine dans le grenat.

Tableau 2. *Analyses chimiques et normes des roches.* (M. DOUCET, A. NETILLARD et N. VASSARD)

| | E | F | 22 | 23 | 24 | 25 | G | 26 | 27 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 40,65 | 41,94 | 40,33 | 45,36 | 41,31 | 41,27 | 45,50 | 51,48 | 43,55 |
| Al ₂ O ₃ | 1,90 | 2,78 | 3,86 | 4,39 | 4,56 | 2,62 | 14,87 | 4,08 | 15,25 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,00 | 0,98 | 1,10 | tr. | 0,55 | 1,92 | | 3,47 | 0,63 |
| FeO | 6,62 | 6,70 | 6,80 | 6,59 | 7,96 | 5,86 | 9,93 | 4,64 | 11,00 |
| MnO | 0,26 | 0,06 | tr. | tr. | 0,07 | 0,15 | 0,24 | 0,14 | 0,28 |
| MgO | 38,55 | 43,06 | 38,58 | 38,73 | 39,42 | 40,96 | 14,70 | 24,68 | 13,30 |
| CaO | 2,50 | 1,64 | 2,87 | 2,24 | 2,93 | 2,18 | 12,20 | 10,75 | 12,01 |
| Na ₂ O | 0,37 | 0,12 | 0,19 | 0,26 | 0,36 | 0,12 | 1,57 | 0,43 | 1,16 |
| K ₂ O | | 0,03 | 0,13 | 0,02 | 0,02 | 0,47 | | 0,01 | 0,09 |
| TiO ₂ | | tr. | 0,34 | tr. | 0,10 | tr. | | tr. | 0,69 |
| P ₂ O ₅ | 0,13 | 0,17 | 0,08 | 0,18 | 0,01 | 0,28 | 0,13 | 0,24 | 0,11 |
| Cr ₂ O ₃ | nd. | 0,15 | 0,10 | 0,25 | 0,38 | 0,27 | nd | 0,45 | 0,23 |
| H ₂ O ⁺ | 3,78 | 3,06 | 6,11 | 2,64 | 2,16 | 4,10 | 0,60 | 0,33 | 1,09 |
| H ₂ O ⁻ | 0,31 | 0,17 | 0,47 | 0,12 | 0,34 | 0,43 | 0,24 | 0,10 | 0,40 |
| total | 100,07 | 100,86 | 100,96 | 100,78 | 100,17 | 100,63 | 99,98 | 100,80 | 99,79 |
| Or | | 0,18 | 0,77 | 0,12 | 0,12 | 2,78 | | 0,06 | 0,56 |
| Ab | 3,13 | 1,02 | 1,61 | 2,20 | 3,05 | 1,02 | 10,03 | 3,64 | 8,23 |
| An | 3,52 | 6,96 | 9,30 | 10,05 | 10,77 | 4,36 | 33,53 | 9,17 | 36,13 |
| Ne | | | | | | | 1,76 | | 0,85 |
| Di | 5,18 | 0,14 | 3,52 | | 2,92 | | 20,42 | 33,57 | 18,47 |
| Hy | 14,21 | 11,48 | 6,92 | 26,96 | 2,63 | 13,32 | | 39,14 | |
| Ol | 62,10 | 75,85 | 69,71 | 57,67 | 76,61 | 68,34 | 32,91 | 8,57 | 31,25 |
| Mgt | 7,25 | 1,42 | 1,59 | | 0,80 | 2,78 | | 5,03 | 0,90 |
| Chr | | 0,22 | 0,15 | 0,37 | 0,56 | 0,40 | | 0,66 | 0,34 |
| Il | | | 0,65 | | 0,19 | | | | 1,30 |
| Ap | 0,28 | 0,37 | 0,17 | 0,39 | 0,02 | 0,61 | 0,28 | 0,52 | 0,26 |
| Calc | 0,55 | | | | | 1,73 | | | |
| Cor | | | | 0,26 | | 0,32 | 0,36 | | |

Analyse E = péridotite (in MILLIARD, 1959; analyse FLEURY)

F = péridotite (M 5—186) (in KORNPROBST, 1966)

22 = péridotite serpentinisée (M 6—228)

23 = péridotite (M 6—128)

24 = péridotite (M 5—102)

25 = péridotite (M 5—97)

G = pyroxénolite (in MILLIARD, 1959; analyse FLEURY)

26 = webstérite (M 5—103)

27 = pyroxénolite à grenat (M 6—79)

28 = pyroxénolite à grenat kélyphitisé (M 5—40)

Ces analyses confirment bien l'existence de 2 groupes distincts de roches et la rareté des faciès intermédiaires: les péridotites, d'une part, sont essentiellement magnésiennes; les pyroxénolites, d'autre part, souvent beaucoup plus riches en fer, sont calco-alumineuses. Ces deux groupes ressortent nettement sur un diagramme losangique dont les pôles sont occupés par les principaux minéraux virtuels (Fig. 15); les péridotites sont naturellement rassemblées au voisinage du pôle olivine; les pyroxénolites sont situées près du pôle feldspath + diopside, à cheval sur la limite de sous-saturation en silice (représentée par la droite qui joint les pôles olivine et feldspath + diopside); certaines d'entre elles contiennent

| 28 | 29 | 30 | 31 | H | 32 | 33 | 34 | 35 | (36) |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|
| 47,50 | 43,48 | 46,67 | 44,82 | 46,08 | 48,15 | 45,94 | 46,21 | 44,26 | 55,40 |
| 12,26 | 15,19 | 13,09 | 15,38 | 11,65 | 4,11 | 12,29 | 12,49 | 10,91 | 3,44 |
| 1,72 | 2,72 | 2,34 | 2,10 | 1,40 | 2,06 | 2,13 | 2,12 | 1,66 | 1,61 |
| 7,41 | 13,77 | 6,18 | 9,10 | 10,75 | 6,38 | 6,52 | 8,19 | 8,87 | 4,83 |
| 0,19 | 0,48 | 0,10 | 0,20 | 0,30 | 0,09 | 0,26 | 0,16 | 0,15 | tr. |
| 15,72 | 11,24 | 17,62 | 11,31 | 11,49 | 36,81 | 18,46 | 13,63 | 16,75 | 33,18 |
| 12,09 | 10,57 | 11,41 | 14,41 | 15,50 | 0,55 | 10,67 | 13,87 | 12,15 | 1,10 |
| 1,91 | 1,00 | 1,17 | 1,34 | 1,56 | 0,51 | 1,29 | 1,88 | 1,19 | 0,21 |
| 0,05 | 0,13 | 0,02 | 0,09 | 0,08 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,02 |
| 0,89 | 1,10 | 0,14 | 0,67 | 0,70 | 0,37 | 0,75 | 0,69 | 0,58 | 0,01 |
| 0,41 | 0,10 | 0,05 | 0,10 | 0,08 | 0,19 | 0,22 | 0,18 | 0,10 | 0,03 |
| 0,19 | 0,11 | 0,45 | 0,25 | nd | 0,37 | 0,22 | 0,23 | 0,19 | 0,44 |
| 0,35 | 0,83 | 0,64 | 0,79 | 1,16 | 0,85 | 1,03 | 1,22 | 3,19 | 0,43 |
| 0,14 | 0,09 | 0,17 | 0,08 | 0,14 | 0,10 | 0,09 | 0,07 | 0,58 | 0,06 |
| 100,83 | 100,81 | 100,05 | 100,64 | 100,89 | 100,55 | 99,89 | 100,91 | 100,62 | 100,76 |
| 0,30 | 0,77 | 0,12 | 0,53 | 0,47 | 0,06 | 0,12 | 0,18 | 0,24 | |
| 16,16 | 8,46 | 9,90 | 7,50 | 5,86 | 4,32 | 10,92 | 10,48 | 9,96 | 1,05 |
| 24,73 | 36,58 | 30,41 | 35,69 | 24,55 | 1,61 | 27,69 | 25,56 | 24,46 | 5,56 |
| | | | 2,08 | 3,98 | | | 2,94 | | |
| 26,20 | 12,52 | 20,55 | 28,49 | 42,27 | | 19,00 | 33,86 | 24,02 | |
| 2,41 | 11,32 | 10,76 | | | 50,93 | 9,66 | | 5,54 | 88,30 |
| 25,18 | 23,83 | 23,08 | 20,58 | 18,93 | 35,37 | 26,07 | 21,55 | 27,33 | 0,99 |
| 2,49 | 3,94 | 3,39 | 3,04 | 2,03 | 2,99 | 3,09 | 3,07 | 2,55 | 2,31 |
| 0,28 | 0,16 | 0,66 | 0,37 | | 0,54 | 0,32 | 0,34 | 0,22 | 0,67 |
| 1,69 | 2,09 | 0,27 | 1,27 | 1,33 | 0,70 | 1,42 | 1,31 | 1,22 | |
| 0,90 | 0,22 | 0,11 | 0,22 | 0,17 | 0,42 | 0,48 | 0,39 | 0,33 | |
| | | | | | | | | 1,80 | |
| | | | | | 2,67 | | | | 1,12 |

Analyse 29 = pyroxénolite à grenat (M 5—367)

30 = webstérite à grenat (M 6—129)

31 = pyroxénolite à grenat (M 5—43)

H = pyroxénolite à grenat (M 5—106) (in KORNPROBST, 1966)

32 = banc complexe de pyroxénolite (M 7—70), 1— partie externe

33 = banc complexe de pyroxénolite (M 7—70), 2— partie moyenne

34 = banc complexe de pyroxénolite (M 7—70), 3— partie centrale

35 = épaisseur de tout un banc complexe de pyroxénolite (M 7—58)

(36) = enstatite (M 6—78); analyse calculée à partir de la composition modale et de la composition chimique des minéraux constitutifs

de la néphéline virtuelle, d'autres sont à orthopyroxène; on peut remarquer qu'à l'exception de l'échantillon M 5—367, roche particulière à d'autres points de vue (très grande richesse en titane notamment) toutes les clinopyroxénolites à grenat sont sous-saturées; au contraire, toutes les webstérites à grenat contiennent de l'orthopyroxène virtuel. Quelques points tombent nettement à l'extérieur des champs ainsi délimités: une enstatite (M 6—78; analyse calculée à partir de la composition modale et de la composition chimique des minéraux) est naturellement située tout près du pôle orthopyroxène; une webstérite sans grenat (M 5—103) occupe une position intermédiaire entre celle de l'enstatite

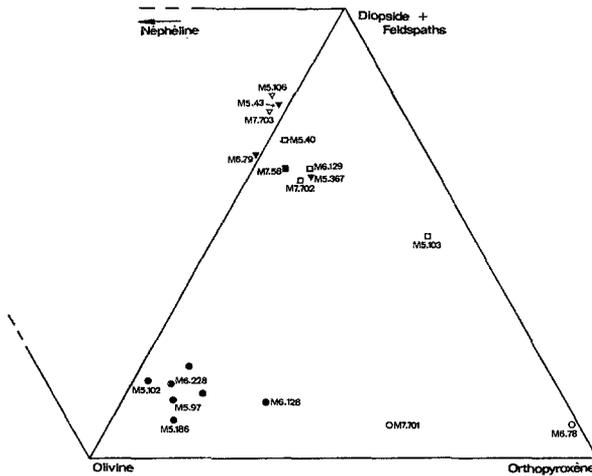


Fig. 15. Composition minéralogique virtuelle des roches ultrabasiques des Beni Bouchera. Cercles noirs: péridotites; cercles blancs: enstatites; carré noir: épaisseur de tout un banc complexe de pyroxénolite; carrés blancs: webstérites, avec ou sans grenat; triangles blancs: clinopyroxénolites à grenat, cœurs de bancs complexes; triangles noirs: clinopyroxénolites à grenat en bancs simples

et le champ des pyroxénolites à grenat. Un banc complexe de pyroxénolite a été scié en trois tranches, parallèlement au litage; chacune de ces tranches a été analysée: la zone externe (M 7—701) était essentiellement constituée d'orthopyroxène accompagné d'un peu d'olivine; le point qui la représente dans le diagramme occupe une position intermédiaire, entre le champ des péridotites et celui des enstatites; ceci résulte sans doute du fait que le trait de scie a mordu sur l'encroissant péridotitique; la zone moyenne (M 7—702) était formée de webstérites, sans grenat puis à grenat, et se pointe dans le champ des pyroxénolites saturées; la zone centrale (M 7—703), faite de clinopyroxénolite à grenat, est nettement sous-saturée en silice. Enfin, toute l'épaisseur d'un banc complexe de pyroxénolite (M 7—58) a été soumise à l'analyse: le point représentatif de cette roche tombe dans le champ des webstérites à grenat, à hypersthène normatif.

Le massif des Beni Bouchera est donc constitué par une masse péridotitique chimiquement homogène, contenant des bancs dont la composition globale est gabbroïque (M 7—58) et qui montrent, du bord vers le centre, une importante évolution chimique; d'autres bancs, sous-saturés ou non en silice, ne montrent aucune évolution. La variation progressive de la composition chimique des bancs complexes peut être schématisée au moyen des résultats des analyses M 7—701, 702 et 703: du bord vers le centre très fort appauvrissement en MgO et légère diminution de la teneur en silice; enrichissement en CaO, Al_2O_3 , fer total et alcalins. Par ailleurs, en classant les diverses pyroxénolites suivant l'ordre des teneurs décroissantes en MgO, il apparaît:

que l'ordre des faciès ainsi obtenu est celui que l'on observe dans les bancs complexes⁴;

que si, pour presque tous les échantillons, les teneurs des principaux oxydes varient à peu près régulièrement à l'inverse de la teneur en MgO, il existe une

4. L'échantillon M 5—103 (webstérite sans grenat) qui, chimiquement, s'inscrit bien dans cette succession, présente une importante anomalie du point de vue du rapport isotopique de l'oxygène (mesuré par M. JAVOY dans le cadre de ses travaux personnels); cette roche peut donc avoir une signification particulière qui m'échappe pour l'heure.

exception significative; les orthopyroxénolites en effet (M 6—78 et M 7—701) se signalent par un fort enrichissement en silice et une grande pauvreté en Al, Fe et Ca.

En ce qui concerne les éléments présents en faibles quantités, notons une corrélation inverse presque parfaite entre Cr_2O_3 et TiO_2 . Nous avons vu plus haut que les teneurs en MgO des grenats sont le reflet de celles des pyroxénolites qui les contiennent; une relation similaire apparaît entre les teneurs en fer total des clinopyroxènes et celles des roches hôtes, avec un coefficient de corrélation supérieur à 0,800; il est clair par contre que pour ces minéraux les teneurs en Al_2O_3 , CaO et MgO sont dans une grande mesure indépendantes des compositions globales.

Interprétation des données pétrographiques

I. Evaluation des conditions physiques de cristallisation

Divers éléments permettent d'évaluer les conditions physiques (température et pression) dans lesquelles les roches ultrabasiques des Beni Bouchera ont pu cristalliser. Je n'utiliserai pas ici le coefficient qui mesure la distribution relative du fer et du magnésium dans des paires orthopyroxène-clinopyroxène (KRETZ, 1963): s'il permet en effet de regrouper des roches qui ont cristallisé dans des conditions similaires, il paraît trop imprécis pour que l'on puisse en déduire les températures de cristallisation de pyroxènes qui admettent dans leur réseau des quantités importantes d'alumine.

Les orthopyroxènes des péridotites sont riches en alumine et en calcium, ce qui implique une cristallisation à haute température et à forte pression: les résultats expérimentaux (BOYD et MACGREGOR, 1964; BOYD et ENGLAND, 1964; MACGREGOR et RINGWOOD, 1964) portant sur l'équilibre enstatite-pyrope ne peuvent pas être utilisés directement; les seuls assemblages des Beni Bouchera qui entrent dans ce système sont les enstatites et l'absence de grenat dans ces faciès indiquerait des températures de cristallisation supérieures à 700° pour des pressions voisines de 20 kbs. Les teneurs en Ca, d'après DAVIS et BOYD (1966), exigeraient, dans un système enstatite-diopside, des températures nettement plus élevées: certaines enstatites contiennent plus de 3,5% de wollastonite (CaSiO_3) en solution solide, ce qui implique des températures supérieures à 1000° , à peu près indépendantes de la pression.

Les clinopyroxènes donnent des renseignements plus précis. Les données expérimentales de MACGREGOR (1965a) permettent d'admettre des températures comprises entre 1000 et 1100° pour justifier la teneur en alumine des diopsides des péridotites; mais l'assemblage expérimental ne comportait pas de phase riche en alumine (spinelle ou grenat). Le calcul des paramètres α_c et β_c de O'HARA (1967c), mesurant les proportions relatives de Ca, Mg et Al dans les clinopyroxènes de lherzolites à spinelle, conduit à envisager des températures encore plus élevées:

$$\alpha_c = \frac{\text{poids \% CaSiO}_3 \times 100}{\text{poids \% (CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3)} = 47,2; 48,8; 46,0,$$

$$\beta_c = \frac{\text{poids \% Al}_2\text{O}_3 \times 100}{\text{poids \% (CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)} = 5,9; 5,3; 6,9.$$

Ces valeurs, reportées sur la « grille provisoire » de O'HARA (1967c), conduisent à proposer des températures de cristallisation voisines de 1200° et des pressions totales d'environ 15 kbs. L'examen du rapport Ca/Ca + Mg de ces diopsides indique cependant, d'après BOYD et SCHAIERER (1964) et DAVIS et BOYD (1966), des températures inférieures à 1000°; mais, outre le fait que l'assemblage naturel est très éloigné du système expérimental enstatite-diopside, il faut également tenir compte de la teneur en alumine de ces minéraux. De même les clinopyroxènes des pyroxénolites ont des rapports Ca/Ca + Mg qui varient largement, de 46 à près de 60; mais la teneur en alumine de ces pyroxènes varie également beaucoup et, comme l'a déjà remarqué PETERS (1968) pour les serpentines de Totalp, il existe une bonne corrélation entre ces deux facteurs: ceci résulte du fait que l'alumine entre en grande partie dans la constitution de molécule de Tschermack $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ dont la concentration dans un pyroxène indique des températures de cristallisation élevées (KUSHIRO, 1965) mais provoque naturellement une augmentation de la valeur du rapport Ca/Ca + Mg. Les indications fournies par les travaux de BOYD et SCHAIERER (1964) et DAVIS et BOYD (1966) doivent par conséquent être modifiées en fonction de la teneur en alumine des pyroxènes. Les clinopyroxènes les plus pauvres en Al_2O_3 (4,88%) ont ici un rapport Ca/Ca + Mg voisin de 46, indiquant une température de cristallisation proche de 1000°: cette valeur doit donc être considérée comme très inférieure à la réalité.

Les péridotites des Beni Bouchera présentent par ailleurs un assemblage caractéristique, à forstérite-diopside-enstatite-spinelle. Il a clairement été démontré (O'HARA, 1967a) à partir des résultats de nombreux travaux expérimentaux, qu'il s'agit là d'une association de haute température et forte pression, expression minéralogique des roches ultrabasiqes magnésiennes dans le faciès granulite. La présence de bancs de webstérites à grenat et spinelle (ariégites à grenat) permet d'attribuer les assemblages de la plupart des roches du massif au sous-faciès « ariégite » du faciès « lherzolite à spinelle » (O'HARA, 1967a) dont le champ jouxte celui du faciès « péridotite à grenat ». La présence d'inclusions d'olivine dans certains grenats (indiquant des conditions très proches de celles du faciès péridotites à grenat), la teneur relativement élevée en jadéite de certains clinopyroxènes, et en molécule de Tschermack magnésienne $\text{MgAl}_2\text{SiO}_6$ des orthopyroxènes, confirment l'appartenance des assemblages observés à une zone de haute pression et haute température du faciès granulite.

Si l'on admet les renseignements fournis par l'étude des pyroxènes, soit des températures de cristallisation comprises entre 1100 et 1200°, des pressions comprises entre 15 et 20 kbs sont alors nécessaires pour atteindre la bordure du champ des péridotites à grenat (MACGREGOR, 1965a; KUSHIRO et YODER, 1966; GREEN et RINGWOOD, 1967a; O'HARA, 1967a).

Un clinopyroxène cependant doit être considéré à part: celui de l'échantillon M 5—101 qui a été analysé avec les exsolutions d'orthopyroxène, de grenat et de plagioclase qu'il contient; malgré une importante teneur en alumine (8,89%), le rapport Ca/Ca + Mg est faible (37,6) et correspond à des températures voisines de 1300° dans les diagrammes de BOYD et al.; compte tenu de la présence d'un important pourcentage en molécule de Tschermack et du fait que du grenat a été exsudé latéralement, il faut admettre que le clinopyroxène homogène initial a du cristalliser à des températures sensiblement plus élevées, probablement

supérieures à 1400°. Nous avons vu par ailleurs que certains gros cristaux de clinopyroxène contiennent un volume de 30 à 40% de lamelles d'exsolution d'orthopyroxène (Fig. 9) ce qui suppose une cristallisation primaire à des températures également voisines de 1400° (BOYD et SCHAIRER, 1964).

Ainsi l'étude des pyroxénolites paraît-elle montrer, tant par l'observation des lames minces que par l'examen de la composition chimique des clinopyroxènes, l'existence d'une paragenèse primaire de haute température (1400° au moins) ayant recristallisé aux environs de 1100°. Les pyroxénolites à grenat des Beni Bouchera pourraient avoir pour origine un assemblage monominéral, ne comportant que du clinopyroxène très riche en molécule de Tschermack, comme cela a déjà été envisagé pour certaines enclaves provenant de basaltes alcalins (GREEN, 1966; GIROD, 1967); tout le grenat devant alors être considéré comme ayant été exsudé par le pyroxène, il faudrait envisager des températures initiales encore supérieures à celles auxquelles nous sommes arrivés ci-dessus; cependant, bien que les compositions chimiques des pyroxénolites permettent toutes le calcul de formules de clinopyroxène, les rapports $Ca/Ca + Mg$ dans ces formules sont très variables et sans corrélation apparente avec la teneur en alumine; ceci joint au fait qu'il en existe morphologiquement deux populations, milite en faveur de l'existence de grenat primaire dans les pyroxénolites. Au cours de la description des péridotites j'ai, à diverses reprises, noté l'existence d'une paragenèse antérieurs au développement des plis isoclinaux, constituée par des gros cristaux fortement déformés de clinopyroxène et d'orthopyroxène. Les cristaux de spinelle par ailleurs, bien qu'également antérieurs aux déformations, sont toujours interstitiels et amiboïdes et peuvent bien être considérés comme des exsolutions. Dans l'échantillon M 5—102 par exemple, le calcul montre que plus de la moitié de l'alumine contenue par la roche se trouve dans le spinelle; or nous avons vu qu'il existe une relation entre les quantités de spinelle et celles de pyroxènes, et particulièrement de diopside; une part importante de l'alumine actuellement contenue dans le spinelle peut-elle ainsi avoir été exsudée par les pyroxènes (et peut-être dans une plus faible mesure par l'olivine), le diopside originel pouvant alors contenir 13 à 14% de Al_2O_3 et avoir un rapport $Ca/Ca + Mg$ sensiblement plus faible (des quantités notables de MgO entrant maintenant dans la phase spinelle); MACGREGOR (1965a) a obtenu des diopsides contenant 13,5% d'alumine vers 1400° et 15 kilobars, dans un assemblage à olivine-orthopyroxène-clinopyroxène; les isothermes qu'il trace sont cependant presque parallèles à l'axe des pressions.

On peut ainsi envisager l'existence dans les péridotites d'une paragenèse primaire à forstérite-enstatite-alumineuse-diopside alumineux, sans spinelle ou pauvre en spinelle, qui aurait, comme les pyroxénolites originelles, cristallisé vers 1400°. Un tel assemblage a été obtenu expérimentalement par GREEN et RINGWOOD (1967a) à cette température, pour une composition de Pyrolite aux environs de 25 kbs.

II. Signification des faciès en présence

De ce qui précède il ressort que des roches du massif ultrabasique des Beni Bouchera, péridotites et certaines pyroxénolites, ont pu cristalliser initialement à des températures voisines de 1400°, sous 25 kbs environ. Par ailleurs, dans le

tétraèdre de YODER et TILLEY (1962), les points représentatifs de la plupart des pyroxénolites tombent dans le champ des basaltes⁵: tholéites à olivine, basaltes à olivine et basaltes alcalins; cependant la comparaison détaillée des analyses chimiques des pyroxénolites des Beni Bouchera avec celles de divers types de basaltes (YODER et TILLEY, 1962, p. 361—362) montre qu'il existe souvent des différences importantes, notamment dans les teneurs en MgO; les faciès des Beni Bouchera qui se rapprochent le plus, du point de vue chimique, de véritables basaltes, nonobstant des teneurs assez faibles en alcalins et en phosphore, sont les clinopyroxénolites à grenat qui constituent les bancs à bords francs ou le cœur des bancs complexes. De nombreuses études expérimentales portent sur la fusion de matériaux dont la composition chimique est voisine: basaltes, picrites et «éclogites» (YODER et TILLEY, 1962; O'HARA, 1963 b; DAVIS, 1964; KUSHIRO et YODER, 1966; GREEN et RINGWOOD, 1967 b; ITO et KENNEDY, 1967; etc.); elles montrent que pour des pressions comprises entre 20 et 30 kbs, les surfaces des liquidus sont situées entre 1350 et 1450°; ceci signifie que dans les conditions déterminées plus haut (25 kbs environ et plus de 1400°) les bancs à composition basaltique étaient liquides ou partiellement liquides et n'ont pu cristalliser entièrement, sous forme de pyroxénolites, qu'après une diminution de la température. Il existe de fait une grande analogie avec certaines enclaves de pyroxénolites connues en nodules dans des roches basaltiques alcalines (Hawaï: YODER et TILLEY, 1962; GREEN, 1966. Atakor, Hoggar: GIROD, 1967. Hérault, France: BABKINE et al., 1968. Kenya: SAGGERSON, 1968; etc.); celles qui ont été décrites par GREEN (1966) et par GIROD (1967) sont des pyroxénolites à grenat qui paraissent dériver, par réactions de subsolidus, d'agglomérats de clinopyroxène alumineux précoce, ayant cristallisé vers 20 kbs et 1400°. Dans les conditions admises précédemment (1400°, 25 kbs), les faciès périclites des Beni Bouchera étaient naturellement entièrement cristallisés puisque les surfaces des solidus qui leur correspondent sont situées à des températures sensiblement plus élevées (voir O'HARA, 1967 a). On peut cependant imaginer que de telles températures ont été atteintes avant le début de la cristallisation des pyroxénolites et que la masse ultrabasique entière était initialement en fusion ou sous la forme forstérite + liquide. Il faut alors admettre que les diverses roches du massif représentent des différenciations de ce magma périclites, par cristallisation fractionnée et sédimentation magmatique, hypothèse qui, à mon sens, achoppe sur plusieurs difficultés:

L'épaisseur très réduite des bancs de pyroxénolite, à composition gabbroïque, par rapport à la masse de la périclites, et l'absence totale de figures sédimentaires, ne sont pas en faveur d'un processus de sédimentation magmatique tel qu'il en a été décrit à Stillwater (HESS, 1960 a), à Skaergaard (WAGER et DEER, 1939; WAGER, 1963), à Duke Island (IRVINE, 1967). La symétrie des bancs complexes et le manque de transition entre les bancs simples et les périclites sont également des obstacles à l'interprétation sédimentaire; ce sont de plus des arguments allant à l'encontre de la cristallisation fractionnée: si, en effet, la cristallisation d'un magma ultrabasique, dans le système forstérite-diopside-silice (KUSHIRO et SCHAERER, 1963) ou forstérite-diopside-oxyde de fer

5. LACROIX (1933) avait classé les ariégites des Pyrénées avec les «faciès hétéromorphes» des gabbros.

(PRESNALL, 1966), peut conduire à une succession de faciès du type péridotite/orthopyroxénite/webstérite, décrite par exemple dans l'intrusion de Muscox (IRVINE et SMITH, 1967), on doit observer une polarité dans cette succession et non une symétrie.

Argument allant dans le même sens, il faut noter la constance apparente de la teneur en forstérite des olivines des Beni Bouchera; de plus, les variations verticales très rapides (sur 10 cm dans la plupart des cas) de la composition chimique des clinopyroxènes et l'absence de zonation dans les minéraux s'opposent aux notions d'adcumulat et d'orthocumulat (WAGER, 1963). Enfin, il ne paraît pas possible d'aboutir, par le seul jeu de la cristallisation fractionnée et de la sédimentation magmatique, à la juxtaposition de faciès saturés en silice et de roches à néphéline virtuelle (YODER et TILLEY, 1962).

Si, au contraire, la température n'a jamais franchi la surface du solidus des faciès péridotitiques représentés actuellement dans les Beni Bouchera, les réactions qui se sont produites dans ces roches ont toujours eu lieu à l'état solide et la coexistence des faciès observés dans le massif peut alors s'expliquer par un processus d'anatexie partielle (déjà envisagé par BOWEN en 1928): individualisation d'un liquide de composition basaltique, qui donnera naissance aux pyroxénolites, au sein d'une masse ultrabasique dont la composition globale initiale a dû être intermédiaire entre celles des pyroxénolites elles-mêmes et celles des péridotites actuelles, très proche de ces dernières. Les imprécisions sur les volumes relatifs en présence interdisent un calcul rigoureux de la composition chimique de ce matériel initial; en première approximation nous pouvons admettre qu'elle n'est guère éloignée de celle de la Pyrolite III de GREEN et RINGWOOD (1967a).

L'extraction d'un liquide basaltique de péridotites alumineuses par un processus de fusion partielle est une éventualité qui a déjà été envisagée et expérimentée (BOWEN, 1928; HARRIS, 1957; TURNER et VERHOOGEN, 1960; O'HARA et YODER, 1963; DAVIS et SCHAIERER, 1965; GREEN et RINGWOOD, 1967b; KUSHIRO, 1968; CARSWELL, 1968, etc.). La composition du liquide anatectique exprimé, en équilibre avec un restat péridotitique solide (dunite, harzburgite), dépend des conditions de l'anatexie; selon KUSHIRO (1968) un liquide à composition de pyroxène peut être extrait de péridotites à des pressions comprises entre «plusieurs et 30 kbs», le magma obtenu étant d'autant plus sous-saturé en silice que la pression d'anatexie est plus forte, idée déjà formulée par KUNO (1960). Ce processus ne rend pas directement compte de la diversité de la composition chimique des pyroxénolites des Beni Bouchera, de la zonalité observée dans les bancs complexes. Une solution consiste à envisager une réaction entre les péridotites d'une part, et le liquide anatectique d'autre part: des migrations ioniques, dues au fort gradient chimique existant entre des roches très magnésiennes et le liquide calco-alumineux (ayant alors la composition du cœur des bancs complexes), auraient pu conduire à la zonalité symétrique. Un mécanisme de ce type a été invoqué par O'HARA (1961) à propos de la péridotite de Scourie (Ecosse): la réaction se produit là sur une vingtaine de cm, entre une masse ultrabasique et des gneiss basiques; des migrations ioniques sont facilement envisageables sur de telles distances, comparables et même inférieures à celles qui entrent en jeu dans les réactions qui donnent naissance aux skarns.

Ici cependant, si l'on souscrit à l'hypothèse d'une anatexie partielle, le liquide exprimé est en équilibre avec le restat périodotitique et des migrations ioniques n'ont pas lieu de se produire. De plus, dans le cas d'une réaction, la composition chimique devrait varier progressivement depuis les bordures périodotitiques jusqu'aux centres des bancs: or nous avons vu que les niveaux d'orthopyroxénolite représentent un hiatus important dans la progression. Enfin, l'absence de zonation dans les bancs simples serait difficile à interpréter.

Une comparaison peut être faite avec les diagrammes de phase récemment exposés par O'HARA (1968), établis à partir de nombreuses données expérimentales. Dans un système $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO—MgO}$, O'HARA définit une surface A—B—C—E correspondant aux compositions des liquides en équilibre avec l'olivine et l'orthopyroxène; le point B correspond plus particulièrement à la composition des liquides en équilibre avec l'assemblage olivine-orthopyroxène-clinopyroxène, phase riche en Al_2O_3 (grenat ou spinelle), et sa position varie dans le tétraèdre en fonction de la pression appliquée au système: à pression atmosphérique le liquide B contient du quartz virtuel; à des pressions supérieures, jusqu'à 10 kbs, il a des compositions de basaltes riches en alumine; entre 10 et 20 kbs, il contient de la néphéline virtuelle; au dessus de 20 kbs et jusqu'au delà de 40 kbs, il est à hypersthène normatif, avec des caractères d'autant plus picritiques que la pression est plus élevée.

Etant donnée la composition moyenne des périodotites des Beni Bouchera, roches à 2 pyroxènes alumineux et spinelle (ce dernier minéral n'apparaissant peut-être qu'en cours d'évolution), on peut admettre que les liquides en équilibre avec ces roches doivent être pointés sur la ligne BC, très près du point B. Le premier liquide exprimé doit avoir pour composition celle de la totalité d'un banc complexe (échantillon M 7—58; analyse 35, Tableau 2); il serait ainsi à hypersthène normatif et contiendrait 27% d'olivine virtuelle, caractères indiquant qu'il a du s'individualiser dans le domaine 20/40 kbs, plus précisément entre 20 et 30 kbs si l'on considère qu'il est faiblement picritique. Ce premier liquide va subir une «évolution polybarique et polythermique» qui aboutira à des liquides dont la composition sera celle du cœur des bancs complexes ou celle des bancs simples; ces derniers liquides sont à néphéline virtuelle (à l'exception de M 5—367) et ont du cristalliser entre 10 et 20 kbs, plus précisément vers 18—20 kbs (O'HARA, 1968, p. 82). On note ainsi dans les Beni Bouchera une évolution possible entre premier liquide et dernier liquide, les observations pétrographiques étant compatibles avec les données théoriques de O'HARA. La zonation visible dans les bancs complexes peut alors être considérée comme le résultat de la cristallisation fractionnée du premier liquide dont la composition entre dans le système diopside-pyrope (Fig. 16, d'après O'HARA, 1963, et O'HARA et YODER, 1967): ici encore les résultats expérimentaux ne peuvent pas être utilisés directement (le système expérimental ne comporte pas de fer et a été étudié à 30 kbs) mais ils permettent d'admettre l'existence d'un champ de l'enstatite primaire (opx + liquide; O'HARA, 1963, p. 116, Fig. 38); le refroidissement du premier liquide peut donc amener la cristallisation directe d'enstatite; cette cristallisation, dans le même système, sera suivie de celle d'un assemblage opx + cpx + l, conduisant aux webstérites, des réactions de subsolidus pouvant amener l'exsolution des grenat, soit la cristallisation de webstérites à grenat, qui peuvent

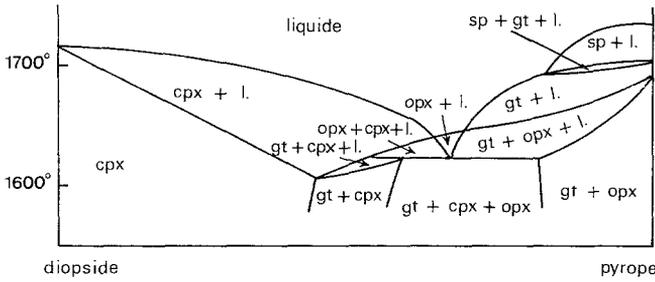


Fig. 16. Le plan diopside-pyrope à 30 kbs, d'après O'HARA (1963) et O'HARA et YODER (1967)

également cristalliser directement ($\text{opx} + \text{cpx} + \text{gt} + \text{l}$); on aboutit enfin, toujours par abaissement de la température, à des assemblages $\text{cpx} + \text{gt} + \text{l}$ et $\text{cpx} + \text{gt}$.

Si le liquide initial s'est rassemblé sous forme de bancs, ou plutôt de lentilles allongées, son évolution s'est produite à partir de 2 surfaces de refroidissement: la disposition symétrique des roches qui constituent les bancs complexes est alors naturelle. Il convient maintenant d'interpréter l'absence de zonation dans les bancs simples de clinopyroxénolite à grenat. Ces roches, bien que plus riches en alumine que les faciès homologues des bancs complexes, contiennent des pyroxènes nettement moins alumineux, moins largement pourvus en molécules de jadéite et de Tschermack. Elles ont dû, très probablement, cristalliser à des températures et à des pressions sensiblement moins élevées que celles auxquelles ont été soumis les assemblages des bancs complexes, et une plus grande partie de l'alumine s'y est exprimé sous forme de grenat. Un deuxième stade de fusion de la masse ultrabasique peut être envisagé, ou bien une réinjection à la faveur des mouvements tectoniques du cœur encore liquide ou partiellement liquide des bancs complexes; il faut alors admettre que cette réinjection ait été elle aussi antérieure aux plis isoclinaux, ou bien que les «filons» se soient mis en place dans les plans axiaux des plis, ce que je n'ai jamais observé. Dans les lherzolites des Pyrénées deux générations paraissent distinctes, l'une antérieure et l'autre postérieure au plissement isoclinal décrit par LALLEMANT (1967): des pyroxénolites (ariégites) «se présentent en lits parallèles ... (ou) forment des filonnets ... disposés au hasard» (RAVIER, 1964); LALLEMANT dessine par ailleurs (1967, p. 16) un filon de pyroxénolite à grenat qui recoupe nettement le litage de la masse ultrabasique.

Quoiqu'il en soit, les travaux expérimentaux de MOTTANA et al. (1968) sur les ariégites des Pyrénées paraissent montrer que la température de cristallisation («final consolidation»: 985° sous pression atmosphérique) de certaines pyroxénolites à grenat est comparable aux conditions (1000 à 1200° ; 15 à 20 kbs) dans lesquelles se sont développés par des réactions de subsolidus la plupart des assemblages minéralogiques actuellement observables dans les roches encaissantes, tant dans les Pyrénées (O'HARA, 1967c) que dans les Beni Bouchera. Des expériences sous des pressions plus élevées sont nécessaires pour vérifier ce point.

Comparaison avec d'autres gisements

Masse péridotitique contenant des bancs de pyroxénolites à grenat, le massif ultrabasique des Beni Bouchera diffère par cette constitution pétrographique

d'un grand nombre d'affleurements de péridotites de type alpin: péridotites à grenat (liste détaillée in O'HARA, 1967 b) ou péridotites à spinelle ou plagioclase, associées ou non à des roches gabbroïques sans grenat. Il n'existe de par le monde que quelques gisements qui puissent lui être directement comparés.

a) *Les péridotites d'Andalousie* (Sierra Bermeja, Chapas de Marbella, etc.) sont rigoureusement dans la même situation structurale. Leur constitution pétrographique (ORUETA, 1917; HERNANDEZ PACHECO, 1967) paraît être très voisine de celle du massif des Beni Bouchera, avec, semble-t-il, une évolution plus poussée vers le sous-faciès Seiland. On peut admettre l'existence dans cette partie occidentale des chaînes Bético-Rifaines, d'un grand ensemble ultrabasique qui paraît constituer la base d'une unité gneissique en position tectonique anormale sur une série métamorphique sous-jacente (KORNPROBST, 1962; MOLLAT, 1965).

b) *La serpentine de Davos*, en Suisse, contient des lentilles de roches à grenat (PETERS, 1963; PETERS et NIGGLI, 1964). L'évaluation des conditions de cristallisation faites par PETERS (1968) paraît un peu surestimée pour les assemblages actuels mais il est légitime d'admettre pour cet affleurement un stade primaire à haute température et haute pression.

c) *La serpentine de Knockormal* (Ecosse) contient une couche de clinopyroxénolite (éclogite) à grenat, spinelle et amphibole (BLOXAM et ALLEN, 1960). O'HARA (1967 b) considère qu'il s'agit d'une paragenèse ignée de haute température et haute pression.

d) *Les lherzolites des Pyrénées* (France) présentent de grandes analogies avec le massif des Beni Bouchera. Elles constituent, dans la zone Nord Pyrénéenne, plusieurs petits affleurements décrits par LACROIX (1894, 1900 a, 1917) et partiellement réétudiés par RAVIER (1959, 1964), LALLEMANT (1967), etc. Il s'agit de masses de petite taille (la plus grande, celle de l'étang de Lers, ne dépasse pas 2 km²) qui percent des terrains secondaires généralement métamorphiques. Souvent nettement litées et montrant un empilement de faciès divers (harzburgites, lherzolites, ariégites, etc.), elles sont affectées par des plis isoclinaux à schistosité de plan axial (LALLEMANT, 1967); d'après cet auteur la phase correspondant à ces déformations est antérieure à la mise en place des massifs dans leur encaissant actuel. Il existe, selon LACROIX (1900 a), RAVIER (1964) et LALLEMANT (1967), des roches holomélanocrates d'apparence filonienne qui recourent le litage des lherzolites («lherzites» et certaines ariégites).

Possédant des données inédites O'HARA (1967 c) fixe le domaine de cristallisation des assemblages actuels des lherzolites des Pyrénées entre 1000 et 1100°, vers 18 kbs. Ces conditions, qui sont aussi celles du subfaciès ariégite du faciès lherzolite à spinelle (O'HARA, 1967 a), permettent de penser que si, comme l'affirme LALLEMANT (1967), ces masses ultrabasiques ont été plissées au cours d'une orogénèse antérieure aux mouvements alpins, elles pourraient être mises en relation avec les roches métamorphiques de haut degré qui constituent une partie du massif de l'Agly (GUITARD et RAGUIN, 1958) ou du massif du Saint Barthélémy (FONTEILLES et al., 1964), ou diverses écaïlles de socle dans la zone Nord Pyrénéenne ou en bordure de la zone axiale (AZAMBE et RAVIER, communication personnelle). Les propriétés mécaniques particulières aux roches ultrabasiques permettent d'imaginer que les lherzolites des Pyrénées se soient mises en place de façon extrusive à partir du socle antécambrien.

O'HARA et MERCY (1967) notent, dans un résumé de communication, une grande diversité de la composition chimique des ariégites. Ils pensent que ces roches ne peuvent pas représenter, telles quelles, «le liquide interstitiel exprimé en équilibre avec l'assemblage stable de la lherzolite». O'HARA (1967b) invoque des modifications au cours d'un métamorphisme, dans le faciès granulite, des bancs gabbroïques d'un complexe ultrabasique stratifié.

Cependant, diverses observations faites en lames minces (collections du Laboratoire de Pétrographie de la Faculté des Sciences de Paris et du Laboratoire de Minéralogie du Muséum) montrent que des bancs de pyroxénolite à grenat présentent une zonation similaire à celle que j'ai notée dans le Rif; de plus des paragenèses reliques de haute température sont visibles dans certains faciès: de gros clinopyroxènes contiennent des lamelles d'exsolution d'orthopyroxène très larges et, localement, des exolutions de grenat. LACROIX (1894) a d'ailleurs publié un dessin (planche 9, F. 12) qui montre bien ce phénomène.

L'ensemble de ces observations m'incline à penser qu'il existe des relations étroites entre l'histoire des péridotites du Rif et celle des lherzolites des Pyrénées.

Bien qu'ils ne comportent pas de faciès à grenat, d'autres gisements de roches ultrabasiques présentent certaines analogie avec le massif des Beni Bouchera:

e) *Le massif de la presqu'île du Lizard*, en Cornouailles (GREEN, 1964a) comporte un assemblage «primaire» de haute température et haute pression (1300° et 16 kbs, d'après O'HARA, 1967c). Il s'est mis en place de façon diapirique dans une série soumise à un métamorphisme régional dans les conditions du faciès amphibolite; il a déterminé dans les roches encaissantes, par augmentation de température, la formation d'une «auréole de métamorphisme de contact» comportant des assemblages du faciès granulite.

f) *Les roches qui affleurent le long de la ride Médio-Atlantique et aux écueils de Saint Paul* (TILLEY, 1947; MELSON et al., 1967; etc.) sont voisines, par leur composition minéralogique et chimique, des péridotites des Beni Bouchera. Elles représenteraient un affleurement de fond océanique.

g) *Le massif de Troodos*, à Chypre, retient l'attention par son mode de gisement (GASS, 1967): il apparaît comme une écaille de manteau supérieur, coincée entre deux éléments crustaux.

Conclusion

L'étude géologique et pétrographique du massif ultrabasique des Beni Bouchera permet de le rattacher aux «péridotites de type alpin», définies par BENSON (1926), suivant un certain nombre des critères formulés par THAYER (1960).

C'est une masse homogène à petite échelle, litée et plissée, présentant une schistosité concordante avec celle des gneiss encaissants. Elle est essentiellement constituée de péridotites au sein desquelles se disposent des bancs de pyroxénolites dont la composition chimique, assez variable, est parfois basaltique.

L'étude pétrographique et minéralogique fait apparaître diverses paragenèses de haute température et haute pression, antérieures pour la plupart à la formation des plis isoclinaux qui affectent le massif. Il faut compter avec 1100 ou 1200° environ, sous des pressions comprises entre 15 et 20 kbs, pour justifier les assemblages observés actuellement. Dans certaines pyroxénolites des paragenèses reliques sont visibles; vraisemblablement ignées, elles paraissent avoir exigé des conditions physiques encore plus élevées: 1400° au moins sous 25 kbs.

La composition chimique globale du massif, telle qu'elle peut être déduite des compositions des divers faciès en présence, doit être celle d'une péridotite alumineuse et calcique; la «pyrolite III» de GREEN et RINGWOOD (1967 a) peut être utilisée pour représenter cette composition qui, selon de nombreux auteurs (CLARK et RINGWOOD, 1964; RINGWOOD et al., 1964; HARRIS, 1967; etc.) serait sensiblement celle du manteau supérieur du globe (modèle pyrolitique).

Je propose donc de considérer le massif des Beni Bouchera comme un fragment de manteau supérieur, profondément modifié, mis en place au cours d'une phase orogénique ancienne (Paléozoïque inférieur ou Antécambrien) dans une série soumise à des phénomènes de métamorphisme de haut degré (faciès granulite).

La succession des phénomènes peut être envisagée ainsi (Fig. 17):

1. Mise en mouvement vers le haut d'un fragment du manteau supérieur initialement en équilibre sur la courbe température-profondeur («oceanic geotherm» de CLARK et RINGWOOD, 1964, par exemple, ou bien géotherme intermédiaire entre celui-ci et le «continental geotherm»); il faut envisager une profondeur originelle voisine de 150 km⁶, à laquelle, pour la composition chimique considérée (Pyrolite III), le manteau se présenterait sous forme de péridotite à grenat.

2. Cette ascension s'accompagne naturellement d'une chute de la pression, avec inertie thermique («adiabat rising diapirs» de GREEN et RINGWOOD, 1967 b). Entre 1400 et 1500°, vers 25 kbs (un peu moins de 100 km de profondeur) la masse en mouvement atteint les conditions de la surface du solidus; il se produit à ce niveau une fusion partielle intéressant un faible volume du «diapir»; un liquide, dont la composition est celle d'un basalte à hypersthène virtuel légèrement picritique, est exprimé et se rassemble en poches ou en lentilles. Le résidu infusible recristallise à l'état solide, sous la forme d'un assemblage à forstérite-enstatite alumineuse-diopside alumineux (avec peut-être un peu de spinelle).

3. L'ascension se poursuivant, les diminutions conjointes de la température et de la pression font traverser au système la surface du liquidus du basalte picritique saturé; le liquide anatectique commence alors à cristalliser à partir des bordures des lentilles qui jouent le rôle de surfaces de refroidissement; la composition du liquide résiduel évolue vers celle d'un basalte alcalin à néphéline virtuelle. Des bancs complexes de pyroxénolite se constituent ainsi, dont le cœur reste liquide ou partiellement liquide.

4. Dans les péridotites les pyroxènes alumineux exsudent la phase spinelle (tout ou partie). Certains clinopyroxènes précoces des pyroxénolites deviennent instables et exsolvent des quantités importantes d'orthopyroxène et de grenat.

5. La masse ultrabasique se met alors en place dans une série soumise à un métamorphisme de haut degré (faciès granulite). A la faveur des mouvements tectoniques les derniers liquides sont réinjectés dans les péridotites et constituent des bancs simples de pyroxénolite à grenat; des filons ont pu se mettre en place dans les gneiss sus-jacents. L'ensemble de la série est affecté par des plis isoclinaux auxquels s'associe une schistosité. Les paragenèses primaires sont déformées. Quelques recristallisations se produisent : olivine, orthopyroxène et clinopyroxène interstitiels.

6. La transition graphite-diamant se produit à peu près à ce niveau. Notons que AGARD et al. (1959) mentionnent l'existence de diamant alluvionnaire dans la Serrania de Ronda, en Andalousie.

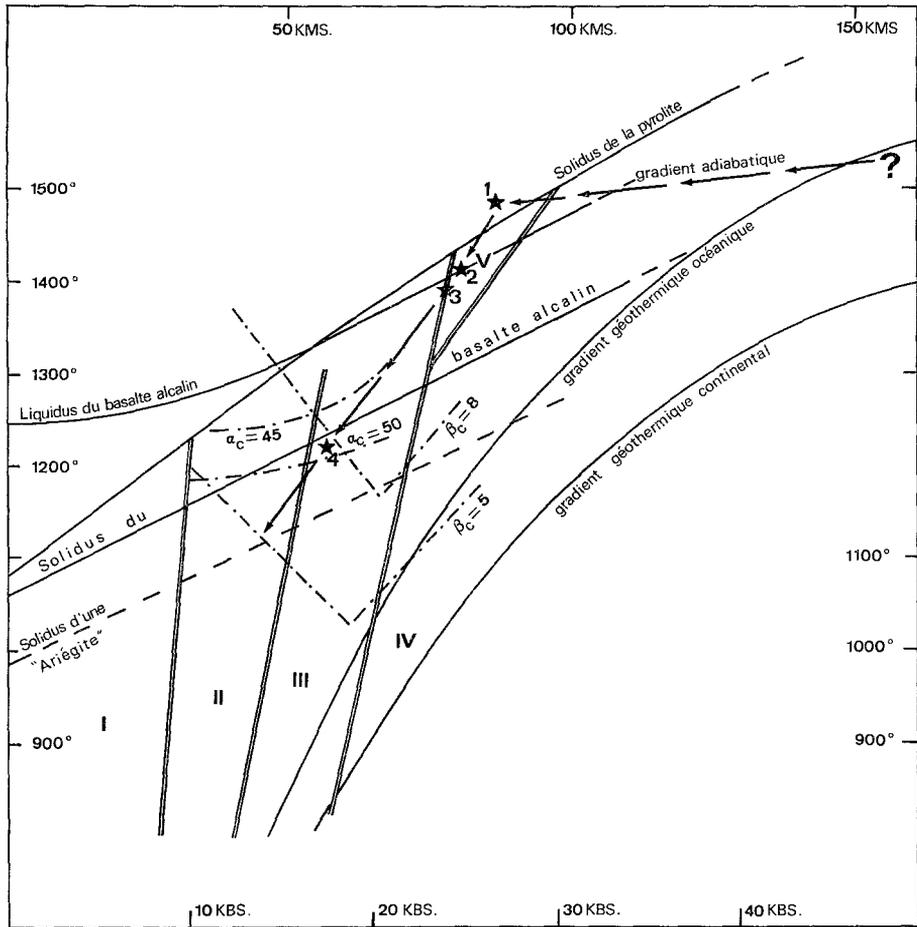


Fig. 17. Diagramme P.T. schématisant (ligne fléchée) la succession de phénomènes envisagée par l'auteur pour rendre compte de ses observations pétrographiques dans le massif ultrabasique des Beni Bouchera. I: champ des péridotites feldspathiques; II: subfaciès Seiland; III: subfaciès ariégite du faciès lherzolite à spinelle; IV: champ des péridotites à grenat; V: champ des lherzolites à pyroxènes alumineux, sans spinelle. 1: fusion partielle d'un fragment de manteau supérieur; 2: cristallisation dans le liquide anatectique des pyroxènes précoces de haute température; 3: début de l'exsudation du spinelle par les minéraux des péridotites; 4: conditions de cristallisation approximatives des assemblages actuels des roches ultrabasiques des Beni Bouchera; elles évolueront ensuite vers le champ du subfaciès Seiland (kélyphitisations). Données théoriques de CLARK et RINGWOOD (1964), GREEN et RINGWOOD (1967a, 1967b), O'HARA (1967a, 1967c) et MOTTANA et al. (1967)

6. Les roches ultrabasiques étant alors sans doute à une température supérieure à celle des gneiss en cours de métamorphisme, il peut se produire une action thermique de contact qui conduirait au développement de houppes tardives de sillimanite dans les kinzigites. De plus du matériel granitique s'injecte, d'abord dans les plans axiaux des plis qui affectent les gneiss, puis en travers de la schistosité, tant des gneiss que des péridotites: l'apport de chaleur dû aux roches ultrabasiques a pu provoquer une anatexie partielle dans les roches métamorphiques, fusion dont les kinzigites seraient le restat.

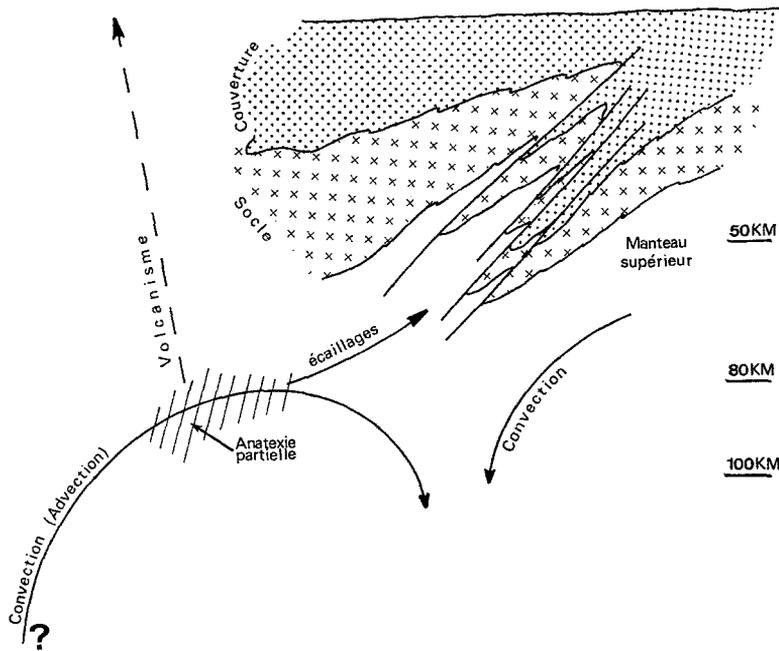


Fig. 18. Représentation schématique de la mise en place d'écaillages de matériel appartenant au manteau supérieur au sein de séries métamorphiques profondes

7. La pression décroissant encore, ainsi que la température, les minéraux des pyroxénolites deviennent instables et se transforment partiellement en « kélyphite », en assemblages à orthopyroxène-plagioclase-spinelle-amphibole brun-clinopyroxène-olivine, qui caractérisent le sous-faciès « Seiland » du faciès lherzolite à spinelle (O'HARA, 1967a).

8. L'histoire fondamentale du massif des Beni Bouchera est alors terminée. Les paragenèses, stables ou métastables dans le faciès granulite, sont parvenues jusqu'à nous : fortement diaclasé, fracturé et même légèrement replissé, le massif a cependant échappé à toute transformation importante grâce à une ceinture de serpentine qui l'a protégé des injures hercyniennes et alpines.

Le mécanisme d'une telle ascension peut être lié aux courants de convection dont on soupçonne l'existence dans le manteau supérieur du globe (voir KNOPOFF, 1967; TOZER, 1967; etc.). Ce processus peut rendre compte à la fois de la fusion partielle des péridotites et de leur mise en place, à l'état solide, dans les gneiss : pour une masse ultrabasique située vers 150 km de profondeur (péridotite à grenat dans le modèle pyrolitique), animée d'un mouvement ascendant, le gradient adiabatique a une pente beaucoup plus faible que le gradient géothermique et que la surface du solidus (GREEN et RINGWOOD, 1967b). Il s'ensuit que, dans un espace pression/température (Fig. 17) les conditions de cette surface du solidus seront dépassées en un point où se produira la fusion partielle (vers 80 km de profondeur). Toujours entraînée par la convection (ou « l'advection ») la masse ultrabasique peut être amenée à proximité immédiate d'une racine orogénique crustale profonde : de grands écaillages impliquant les 2 formations, base de la

croûte et surface du manteau, peuvent alors se produire, analogues par leur style à celui qui a été observé à Chypre (GASS, 1967). Les contacts anormaux mis en évidence à la base des péridotites, à Ceuta (KORNPROBST, 1962) et en Andalousie (MOLLAT, 1965), ont peut-être pour origine de tels chevauchements (qui ont d'ailleurs pu rejouer postérieurement). On arrive ainsi à un schéma (Fig. 18) qui est voisin de celui qui a été proposé par MIYASHIRO (1967).

Divers auteurs ont déjà proposé de considérer certains affleurements de péridotites «de type alpin» comme des fragments de manteau supérieur mis en place à l'état solide (DE ROEVER, 1957; O'HARA et MERCY, 1963; RAVIER, 1964; etc.). Il faut alors admettre que cette mise en place s'accompagne, dans la plupart des cas, de profondes modifications minéralogiques et texturales liées à de grandes variations de pression et de température et à d'importants mouvements tectoniques. Ces affleurements ne peuvent donc donner qu'une image très déformée du matériel qui constitue réellement le manteau supérieur.

Résumé

Les roches ultrabasiqes qui constituent le massif des Beni Bouchera sont affectées de plis isoclinaux et d'une schistosité. Elles affleurent au cœur d'un anticlinal tardif, sous une série de roches métamorphisées au Précambrien ou au Paléozoïque inférieur dans les conditions du faciès granulite; elles paraissent avoir eu avec cette série des relations structurales étroites et s'être mises en place au cours même du métamorphisme. Le massif est essentiellement constitué de péridotites plus ou moins litées, au sein desquelles apparaissent, disposés parallèlement au litage, des bancs de pyroxénolites représentant à peu près 3% de la masse totale. Les péridotites, très riches en olivine, contiennent 2 pyroxènes alumineux et du spinelle. Les pyroxénolites sont variées; elles se présentent souvent en bancs complexes de quelques cm d'épaisseur, montrant un passage continu mais rapide depuis des enstatites, qui forment la bordure des bancs, jusqu'à des clinopyroxénolites à grenat, au cœur, par l'intermédiaire de webstérites et de webstérites à grenat. Il existe également des bancs «simples», ne comportant qu'un seul type de pyroxénolite en contact franc avec les péridotites: enstatites ou clinopyroxénolites à grenat. Les minéraux de certaines de ces roches montrent des exsolutions très développées.

Trente six analyses chimiques nouvelles, de roches et de minéraux, sont présentées dans cet article. A l'aide de ces données et d'une importante bibliographie on a tenté d'évaluer les conditions physiques (P, T) qui ont présidé à la cristallisation des roches du massif: 1100 à 1200° sous 15 à 20 kbs paraissent nécessaires pour justifier les paragenèses actuellement observables; les minéraux de certaines pyroxénolites, caractérisés par d'abondantes exsolutions, doivent être des reliques d'une paragenèse précoce, vraisemblablement ignée, ayant cristallisé vers 25 kbs à plus de 1400°. Divers arguments développés dans le texte invitent à penser que les pyroxénolites sont passées par un stade liquide représentant le magma en équilibre avec un assemblage solide de composition lherzolitique.

On peut voir, dans les Beni Bouchera, l'aboutissement d'un phénomène d'anatexie partielle affectant une masse de péridotite alumineuse (péridotite à grenat?) provenant du manteau supérieur du globe. Cette fusion serait provoquée dans

un fragment du manteau par son ascension même, adiabatique, vers la base de la croûte, où des mouvements tectoniques tangentiels ont pu provoquer sa mise en place, à l'état solide et par une sorte d'écaillage, dans une racine orogénique profonde soumise aux conditions du faciès granulite.

Plusieurs missions sur le terrain ont été effectuées avec le concours du Service Géologique du Maroc et grâce, particulièrement, à G. CHOUBERT, M. DIOURI, Y. ENNADIFI et A. FAURE-MURET. Les études pétrographiques ont été poursuivies à la Sorbonne sous la direction de J. JUNG et de J. RAVIER. Une aide inestimable m'a été apportée par M. J. O'HARA pour la rédaction de ce mémoire. A divers titres j'ai largement bénéficié des conseils et critiques de B. AZAMBE, F. CONQUERE, M. DURAND-DELGA, M. FONTEILLES, J. R. KIENAST, B. VELDE, D. VELDE et J. C. VILMINOT.

References

- Pour un certain nombre de travaux antérieurs à 1967 cités dans le texte nous renvoyons le lecteur à la liste bibliographique publiée in: *Ultramafic and related rocks* (WYLLIE, ed.), 1967.
- AGAARD, J., G. JOURAVSKY et Y. MILLIARD: Les gîtes minéraux (graphite, vermiculite, magnésite, nickel, cuivre, chrome) liés aux roches ultrabasiques et métamorphiques des Beni Bouchera (Rif septentrional). *Mines Géol. (Morocco)* 8, 31—37 (1959).
- ATLAS, L.: The polymorphism of $MgSiO_3$ and solid state equilibria in the system $MgSiO_3$ - $CaMgSi_2O_6$. *J. Geol.* 60, 125 (1952).
- BABKINE, J., F. CONQUERE et J. C. VILMINOT: Les spinelles des basaltes de Monistrol d'Allier (chaîne du Devès, Haute Loire). *Bull. Soc. Franç. Mineral. Crist.* 88, 447—455 (1965).
- — — Découverte d'une enclave d'ariégite à grenat dans l'absarokite du Pouget (Hérault). *Compt. Rend.* 267, 1266—1269 (1968).
- BOYD, F. R., and J. L. ENGLAND: The system enstatite-pyrope. *Carnegie Inst. Wash. Year Bk.* 63, 157—161 (1964).
- BURNHAM, C. W.: Lattice constant refinement. *Carnegie Inst. Wash. Year Bk.* 61, 132—135 (1962).
- CARSWELL, D. A.: Picritic magma-Residual Dunite relationships in garnet peridotite at Kalskaret near Tafjord, South Norway. *Contr. Mineral. and Petrol.* 19, 97—124 (1968).
- COQUAND, H.: Description géologique de la partie septentrionale de l'Empire du Maroc. *Bull. Soc. Geol. France* 4, 1188—1249 (1846—1847).
- DAVIS, B. T. C., and J. F. SCHAIRER: Melting relations in the join diopside-forsterite-pyrope at 40 kbs. and at one atmosphere. *Carnegie Inst. Wash. Year Bk.* 64, 123—126 (1965).
- DEER, W. A., R. A. HOWIE, and J. ZUSSMAN: *Rock forming minerals*. London: Longmans 1962.
- FONTEILLES, M., G. GUITARD et E. RAGUIN: Sur la présence de gneiss à disthène et cordiérite dans le massif du St. Barthélemy (Pyrénées de l'Ariège). *Compt. Rend.* 258, 3524—3525 (1964).
- GASS, I. G.: The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus. *Ultramafic and related rocks* (WYLLIE, ed.), p. 121—134 (1967).
- GIROD, M.: Données pétrographiques sur des pyroxénolites à grenat en enclaves dans des basaltes du Hoggar (Sahara central). *Bull. Soc. Franç. Mineral. Crist.* 90, 202—213 (1967).
- GREEN, D. H.: The origin of the "Eclogites" from Salt Lake Crater, Hawaii. *Earth and Planetary Sci. Letters* 1, 414—420 (1966).
- High-temperature peridotite intrusions. *Ultramafic and related rocks* (WYLLIE, ed.), p. 212—222 (1967).
- , and A. E. RINGWOOD: The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth and Planetary Sci. Letters* 3, 151—160 (1967a).
- — The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. and Petrol.* 15, 103—190 (1967b).
- GUITARD, G., et E. RAGUIN: Sur la présence de gneiss à grenat et hypersthène (faciès d'Eskola) dans le massif de l'Agly (P.O.). *Compt. Rend.* 247, 2385—2388 (1958).
- HARRIS, P. G.: Segregation processes in the upper mantle. *Mantles of the earth and terrestrial planets*. London: Intersci. publ. 1967.

- HERNANDEZ-PACHECO, A.: Estudio petrografico et geoquimico de macizo ultramafico de Ojen (Malaga). *Estud. Geol.* **23**, 85—143 (1967).
- IRVINE, T. N.: The Duke-Island ultramafic complex, Southeastern Alaska. Ultramafic and related rocks (WYLLIE, ed.), p. 84—97 (1967).
- , and C. H. SMITH: The ultramafic rocks of the Muskox intrusion, Northwest Territories, Canada. Ultramafic and related rocks (WYLLIE, ed.), p. 38—49 (1967).
- ITO, K., and G. C. KENNEDY: Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kbs. *Am. J. Sci.* **265**, 519—539 (1967).
- KNOPOFF, L.: Thermal convection in the earth's mantle. The earth's mantle (GASKELL, ed.), p. 171—196 (1967).
- KORNPROBST, J.: Observations sur la série métamorphique de la presqu'île de Ceuta (Rif septentrional — Maroc). *Compt. Rend.* **255**, 2140—2142 (1962).
- A propos des péridotites du massif des Beni Bouchera (Rif septentrional— Maroc). *Bull. Soc. Franç. Mineral. Crist.* **89**, 399—404 (1966).
- KUSHIRO, I.: Clinopyroxene solid solutions. Part I. The $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ component. *Japan. J. Geol. Geogr.* **33**, 213—220 (1962).
- Compositions of magmas formed by partial zone melting of the earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.* **73**, 619—634 (1968).
- , and K. AOKI: Origin of some eclogite inclusions in kimberlite. *Am. Mineralogist.* **53**, 1347—1367 (1968).
- , and H. S. YODER JR.: Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the Basalt-Eclogite transformation. *J. Petrol.* **7**, 337—362 (1966).
- LACROIX, A.: Sur l'origine des brèches calcaires secondaires de l'Ariège; conséquence à en tirer au point de vue de l'âge de la lherzolite. *Compt. Rend.* **131**, 396—398 (1900b).
- Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. *Bull. Serv. Geol. de Indochine, Hanoi* (1933).
- LALLEMANT, H. G. A.: Structural and petrofabric analysis of an "alpine-type" peridotite: the Lherzolite of the French Pyrenees. *Leidse Geol. Mededel.* **42**, 1—57 (1967).
- LAPPIN, M. A.: Structural and petrofabric studies of the dunites of Almklovdaalen, Nordfjord, Norway. Ultramafic and related rocks (WYLLIE, ed.), p. 183—190 (1967).
- MARIN, A.: Constitución geologica y riqueza mineral de la zona de protectorado español en Marruecos. *Bull. Soc. Geogr. Madrid* **80**, 103—104 (1930).
- MELSON, W. G., E. JAROSEWICH, U. T. BOWEN, and G. THOMPSON: St. Peter and St. Paul rocks: a high-temperature, mantle-derived intrusion. *Science* **155**, 1532—1535 (1967).
- MERCY, E. L. P., and M. J. O'HARA: Nepheline normative eclogite from Loch Duich, Ross shire. *Scot. J. Geol.* **4**, 1—9 (1968).
- MILLARD, Y.: Sur la présence d'assises carbonifères dans le massif paléozoïque interne du Rif. *Compt. Rend.* **249**, 1688—1690 (1959b).
- MİYASHIRO, A.: Orogeny, regional metamorphism, and magmatism in the Japanese Islands. *Bull. Geol. Soc. Denmark* **17**, 390—446 (1968).
- MOLLAT, H.: Die Geologie der Sierra Blanca und ihrer Umgebung (Westliche Betische Kordilleren). *Diss. Bonn, inédit* (1965).
- MOTTANA, A., A. D. EDGAR, and W. R. CHURCH: Experimental studies on ariegites. *Proceed. Can. Mineral.* (1967).
- NICOLAS, A.: Le complexe Ophiolites-Schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes Piémontaises). *Trav. Fac. Sci. Nantes* (1966).
- O'HARA, M. J.: Mineral facies in ultrabasic rocks. Ultramafic and related rocks (WYLLIE, ed.), p. 7—18 (1967a).
- Garnetiferous ultrabasic rocks of orogenic regions. Ultramafic and related rocks (WYLLIE, ed.), p. 167—172 (1967b).
- Mineral paragenesis in ultrabasic rocks. Ultramafic and related rocks (WYLLIE, ed.), p. 393—403 (1967c).
- The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.* **4**, 69—133 (1968).
- , and E. L. P. MERCY: Garnet-peridotite and eclogite from Bellinzona, Switzerland. *Earth and Planetary Sci. Letters* **1**, 295—300 (1966a).
- — Lherzolite, ariegite and alkali basalt. *Proc. Geol. Soc. London*, 1637 (1967).

- O'HARA, M. J., and H. S. YODER JR.: Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. *Scot. J. Geol.* **3**, 67—117 (1967).
- ORUETA, D. DE: Estudios geológico y petrográfico de la Serrania de Ronda. *Mem. Inst. Geol. Espana* (1917).
- PETERS, T. J.: Distribution of Mg, Fe, Al, Ca and Na in coexisting olivine, orthopyroxene and clinopyroxene in the Totalp serpentinite (Davos, Switzerland) and in the alpine metamorphosed Malenco serpentinite (N. Italy). *Contr. Mineral. and Petrol.* **18**, 65—75 (1968).
- POLDERVAART, A., and H. H. HESS: Pyroxenes in the cristallisation of basaltic magma. *J. Geol.* **59**, 472 (1951).
- RAGAN, D. M.: The Twin Sisters dunite, Washington. *Ultramafic and related rocks* (WYLLIE, ed.), p. 160—166 (1967).
- SAGGERSON, E. P.: Eclogites nodules associated with alkaline olivine basalts, Kenya. *Geol. Rundschau* **57**, 890—903 (1968).
- SOBOLEV, N. V., I. K. KUZNETZOVA, and N. Y. ZYUZIN: The petrology of groszpydite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia. *J. Petrol.* **9**, 253 (1968).
- TOZER, D. C.: Towards a theory of thermal convection in the mantle. *The earth's mantle* (GASKELL, ed.), p. 325—353 (1967).
- VELDE, B.: Etude minéralogique d'une élogite de Fay-de-Bretagne (Loire Atlantique). *Bull. Soc. Franç. Mineral. Crist.* **89**, 385—393 (1966).
- VOGEL, D. E.: Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geol. Mededel.* **40**, 121—213 (1967).
- WHITE, I. G.: Ultrabasic rocks and the composition of the upper mantle. *Earth and Planetary Sci. Letters* **3**, 11—18 (1967).
- WINCHELL, H.: The composition and physical properties of garnet. *Am. Mineralogist* **43**, 595 (1958).
- YODER, H. S., and TH. G. SAHAMA: Olivine X-ray determinative curve. *Am. Mineralogist* **42**, 475 (1957).
- ZWAAN, P. C.: On the determination of pyroxenes by X-ray powder diagrams. *Leidse Geol. Mededel.* **19**, 167 (1954).

J. KORNPROBST

Laboratoire de Pétrographie
Faculté des Sciences de Paris
9 Quai St. Bernard
F-75 Paris V