

## ÉVOLUTION DES ASSEMBLAGES OPHIOLITIQUES AU COURS DE L'EXPANSION OCÉANIQUE

Jean-François PARROT \* et Luc-Emmanuel RICOU \*\*

\* Laboratoire de Géologie S.S.C. O.R.S.T.O.M. 70, route d'Aulnay, 93140 Bondy.

\*\* Laboratoire de Géologie Historique, 95405 Orsay.

### RÉSUMÉ

On admet que la croûte océanique est assimilable à une succession ophiolitique formée de trois couches superposées : tectonites, cumulats et laves. La formation de cette croûte au niveau d'une zone d'expansion est due à un phénomène de fusion partielle profonde donnant naissance à des restites et à un magma qui forme une chambre magmatique sous une carapace de laves. L'expansion entraîne les produits formés au fur et à mesure. On montre que le contenu global de la chambre magmatique évolue au cours du fonctionnement de ce système, et qu'à partir d'une alimentation supposée de composition constante il s'enrichit progressivement en éléments magmatophiles. Nous devons donc observer, en plus de l'étagement classique des divers cumulats, une différenciation horizontale du tapis ophiolitique. Les colonnes ophiolitiques formées les unes après les autres au cours d'une même phase d'expansion pourront être différenciées et classées les unes par rapport aux autres.

Les vérifications de cette analyse théorique portent sur divers massifs du système alpino-méditerranéen ; on se base en particulier sur l'évolution des rapports  $Fe/Mg$  et  $Na/Ca$ . Plusieurs diagrammes sont utilisés et permettent de montrer que les massifs se différencient nettement les uns des autres et qu'ils se classent dans le même ordre quel que soit le critère retenu. De plus, le massif de Neyriz, que les arguments de terrain amènent à considérer comme correspondant à une expansion débutante occupe bien dans ce classement la position extrême que la théorie prévoit. L'analyse théorique semble donc bien étayée par les données géochimiques et l'on entrevoit ainsi la possibilité de l'utiliser pour retrouver, par l'analyse comparée des massifs ophiolitiques d'une même région, l'organisation de la croûte océanique à laquelle ils appartenaient avant leur mise en place tectonique.

### ABSTRACT

An ophiolitic suite, typically composed from base to top of tectonites, cumulates and lavas, is supposed to represent a section of an ancient oceanic crust. Consequently, an oceanic spreading zone must show from base to top a partial melting level, a chamber and a dyke/lava cover, respectively producing tectonites, cumulates and lavas. Spreading carries away the products as they crystallize. In such a model, the level and the distance from the axis where the different cumulates crystallize is discussed, as well as the phenomena which are responsible for the presence or the absence of a dike complex. A first approach of the dynamics of the model shows a broad equilibrium between the entry of the magma due to partial melting and the crystallization of lavas and cumulates in different places of the reservoir. There is therefore no geochemical equilibrium as the magmatophile elements tend to keep in a liquid state, and the bulk composition of the magmatic chamber is subject to a progressive enrichment in those elements. Consequently, the ophiolitic-oceanic floor must not only show the well-known vertical differentiation, but also a horizontal evolution towards a magmatophile-rich component. From this point of view, one can distinguish and classify different ophiolitic sections built up successively in a spreading phase.

The theoretical analysis has been checked on different alpino-mediterranean ophiolitic massives. Several diagrams, dealing with  $Fe/Mg$  and  $Na/Ca$  ratios have been drawn. They clearly show the differences between the ophiolitic massives and enable us to classify them, all the diagrams showing systematically the same classification. Furthermore, the Neyriz massif which, according to field observations, must correspond with an incipient spreading,

*is effectivly plotted at the extreme magmatophile-poor component of the classification, as expected. This verification on geochemical data gives colour to the theoretical analysis and one can be expected to be able to use comparative studies of different ophiolitic sections from the same area for a reconstitution of the ancient oceanic crust to which they formerly belong.*

#### РЕЗЮМЕ

Океаническую корку принято рассматривать как последовательный офиолитовый ряд, состоящий из трех наложенных друг на друга слоев : тектониты, кумуляты и лавы. Образование этой корки на уровне зоны экспансии связано с явлением частичного глубокого расплава, от которого произошли реститы и магма, образующая магматическую камеру под панцирем из лав. Экспансия увлекает продукты по мере их образования. Показано, что валовое содержимое магматической камеры изменяется в ходе действия этой системы и постепенно обогащается магматофильными элементами, поступление которых предполагается постоянным по составу. Следовательно, нужно принимать во внимание, кроме классических ярусов различных кумулятов, горизонтальную дифференциацию офиолитового покрова. Офиолитовые столбы, один за другим образовавшиеся в течение одной и той-же экспансивной фазы, могут различаться и классифицироваться по их соотношению.

Проверки этого теоретического анализа касаются различных массивов альпийско-средиземноморской системы ; в качестве основы берутся в частности отношения Fe/Mg и Na/Ca. Применяются несколько диаграмм, которые позволяют показать, что массивы отчетливо отличаются друг от друга и классифицируются в том-же порядке, каков бы ни был принятый критерий. Кроме того, Нейризский массив, который по полевым данным следует связать с начальной экспансией, действительно занимает в этой классификации предвиденное теорией крайнее положение. Таким образом теоретический анализ повидимому подтверждается геохимическими данными и следовательно открывается возможность его применения с целью восстановить, путём сравнительного анализа офиолитовых массивов одной и той-же области, организацию океанической коры, к которой они принадлежали перед их тектоническим размещением.

#### INTRODUCTION

L'hypothèse d'une équivalence entre les ophiolites et la croûte océanique — disons plutôt la partie supérieure de la lithosphère océanique — est riche de conséquences, tant sur la nature même de la croûte océanique, puisque dans cette hypothèse, les ophiolites nous en offrent des coupes que l'on peut directement étudier à l'air libre, que sur la pétrogenèse des ophiolites, puisque l'on peut étudier sur des exemples actuels le système dans lequel elles prennent naissance.

C'est essentiellement sur le second volet de cette confrontation que nous insisterons. En effet, les caractères pétrographiques des ophiolites varient d'un massif à l'autre (cf. notamment MESORIAN, 1973) et l'on peut espérer utiliser ces variations pour comprendre le rôle joué par les divers massifs ophiolitiques dans l'océan qui leur a donné naissance. Pour cela, il est nécessaire de disposer d'une analyse théorique de leur genèse qui permette d'expliquer les causes des variations observées.

Nous développerons donc dans une première partie l'analyse théorique, puis nous vérifierons dans une seconde partie les conséquences qui en découlent, en

prenant comme exemple quelques massifs ophiolitiques du Proche et Moyen Orient.

#### PREMIÈRE PARTIE : ANALYSE THÉORIQUE.

##### *Son principe.*

Avec de nombreux auteurs (DE ROEVER, 1956 ; HESS, 1965 ; GASS, 1967 ; THAYER, 1969 ; COLEMAN, 1971 ; JACKSON *et al.*, 1975), nous admettons que les ophiolites représentent des lambeaux de lithosphère océanique, en rappelant les deux arguments majeurs favorisant cette hypothèse : (a) les ophiolites apparaissent systématiquement étrangères au domaine sialique et n'entrent en contact avec les formations appartenant à ce domaine qu'à la suite d'événements tectoniques ; (b) les roches draguées dans les océans sont semblables aux ophiolites (BRUNN, 1960 ; AUMENTO et ses collaborateurs, depuis 1968 ; ENGEL et FISCHER, 1969-1975 ; BONATTI *et al.*, 1971).

La conséquence directe de cette assimilation entre les ophiolites et la lithosphère océanique est que cette dernière doit être composée dans sa partie sommitale d'un tapis ophiolitique, c'est-à-dire, en partant du

haut vers le bas : d'une couche de laves, d'une couche de cumulats et d'une couche de tectoniques profondes. Remarquons que si le passage des cumulats aux laves a pu être étudié dans plusieurs massifs ophiolitiques (avec d'ailleurs des modalités variables), le passage des tectonites aux cumulats est à notre connaissance moins bien documenté. C'est donc un point peu clair et nous n'en ferons pas un élément majeur de notre analyse théorique ; nous nous contenterons de souligner que les cumulats ont dû se déposer sur un plancher, même si ce plancher n'est pas exactement représenté par les tectonites profondes.

Le principe de la fabrication d'un tapis ophiolitique à partir d'une zone d'expansion océanique a déjà été décrit (GREENBAUM, 1972) : une fusion partielle en profondeur produit un magma et des tectonites profondes qui en sont le résidu solide (1) ; le magma s'épanchant vers le haut, forme dans le fond de l'océan une carapace de laves sous laquelle une chambre magmatique donne naissance aux cumulats suivant le principe d'une cristallisation fractionnée et d'une décantation gravifique. La compatibilité de ce modèle avec les données connues sur les zones d'expansion océanique a déjà été vérifiée (BOTTINGA et ALLEGRE, 1973).

Selon l'équilibre cinétique qui s'établira entre la périodicité et l'ampleur de l'alimentation d'une part, le temps nécessaire à la cristallisation totale de la chambre magmatique d'autre part, un tel modèle est susceptible de fonctionner de façon semi-continue, avec une chambre magmatique permanente, ou d'une façon discontinue du type : intrusion, cristallisation complète, nouvelle intrusion, etc. Suivant les cas, les ophiolites devront se présenter soit sous la forme d'un vaste tapis continu soit sous la forme d'intrusions emboîtées comme dans les modèles proposés par SMEWING *et al.* (1975). Les observations de terrain amènent à choisir le premier type de fonctionnement comme le plus fréquent. Notre analyse portera essentiellement sur ce type ; nous reviendrons plus loin sur les effets que l'on peut attendre d'une cristallisation complète de la chambre et d'une réinjection.

#### *Première approche du modèle ; le cas théorique d'une stabilité dynamique.*

Nous considérerons dans cette première analyse le cas d'une zone d'expansion océanique fonctionnant à vitesse constante depuis un temps assez long pour que soit atteinte une stabilité dynamique. Nous postulons que le manteau profond est homogène et

que la fusion partielle qui l'affecte, fonctionnant à vitesse constante, donne toujours les mêmes produits, tant solides que liquides. Nous examinerons ce qui se passe aux différents niveaux du système en partant de la base.

#### *Au niveau des tectonites profondes.*

En tant que résidu solide d'une fusion partielle aux caractéristiques constantes, les tectonites profondes doivent être homogènes. D'ailleurs BOTTINGA et ALLEGRE (1973) et BOTTINGA (1974) ont montré qu'il ne saurait y avoir de variations importantes dans le processus de fusion partielle même si l'on fait varier la vitesse d'expansion dans les limites acceptables.

#### *Au niveau de la chambre magmatique.*

La chambre magmatique est alimentée par le bas et axialement. Sur ses flancs se déposent par gravité les divers cumulats ; à son toit des fissures permettent à une partie du magma de s'échapper et de donner naissance aux laves ; il est possible enfin qu'une faible partie du magma cristallise directement sous la carapace de laves et épaississe celle-ci par en bas. Les divers cumulats vont se déposer les uns sur les autres, et ceci, joint au phénomène de l'expansion, nous impose la forme du plancher de la chambre magmatique : ce plancher aura la forme d'un double talus descendant vers l'axe de la chambre ; les premiers cumulats, se déposent dans les parties basses et axiales de la chambre ; entraînés vers les ailes du système par l'expansion ils serviront de plancher aux cumulats suivants qui se déposent dans des parties de la chambre moins proches de l'axe et ainsi de suite. Les différents types de cumulats que nous trouvons superposés dans les massifs ophiolitiques doivent donc se former dans des parties différentes de la chambre, à des distances diverses de l'axe. L'ordre de superposition étant toujours le même, des plus basiques au moins basiques, on voit que les cumulats ultrabasiques (péridotites de cumulat) doivent se déposer dans les parties axiales et basses de la chambre, les cumulats moins basiques (gabbros divers) dans les parties moins proches de l'axe et plus élevées, tandis que cristalliseront dans les parties distales de la chambre, là où le plancher rejoint le plafond, les gabbros-dolérites isotropes que l'on trouve souvent au-dessus des gabbros lités et que l'on interprète comme étant en partie dus à la prise en masse du magma restant (cf. fig. 1).

(1) Il est possible que les tectonites décrites dans divers massifs ne représentent pas le plancher des cumulats mais simplement d'anciens cumulats de base déformés (CHALLIS, 1965 ; PAMIČ, 1971, 1972 ; KARAMATA et PAMIČ, 1972 ; THAYER, 1973) et métamorphisés postérieurement à leur genèse, peut-être au début d'un phénomène d'obduction. Nous ne connaissons donc pas à l'affleurement le plancher réel des cumulats mais ceci ne change rien au problème de l'évolution magmatique globale dont nous allons discuter.

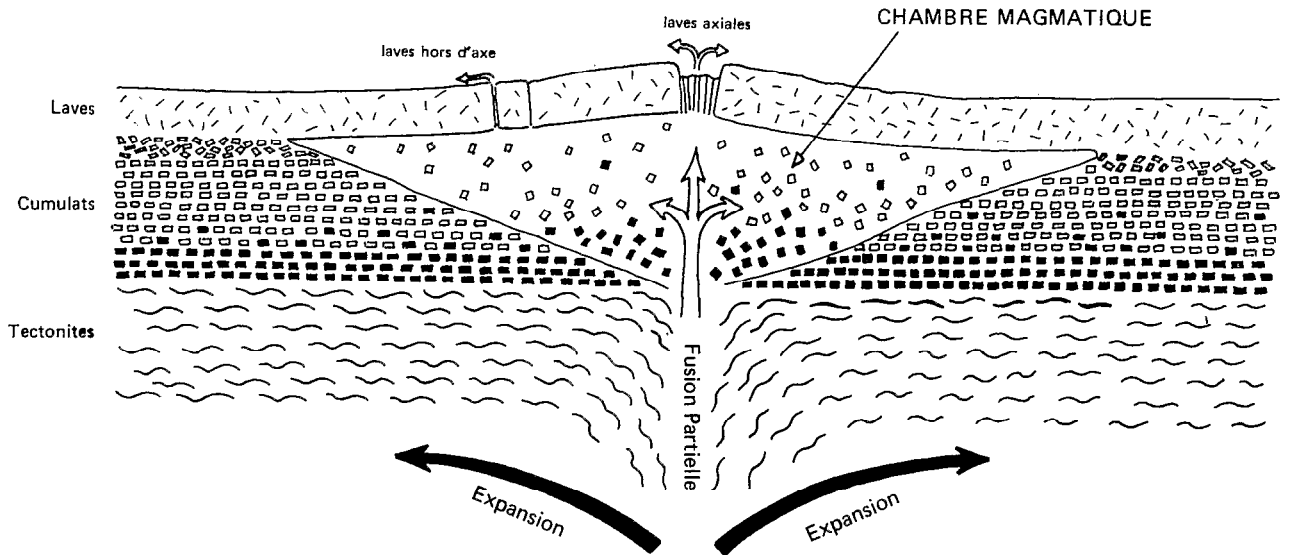


Fig. 1. — Schéma de principe de la genèse d'un tapis ophiolitique à partir d'une zone d'expansion océanique (d'après GREENBAUM, 1972, modifié).

*Nota* : La répartition des cristaux flottant dans la chambre magmatique esquisse la stratification du magma.

Ces considérations impliquent que le magma n'a pas partout les mêmes propriétés puisqu'il donne naissance à des produits divers dans les différentes parties de la chambre magmatique (GREENBAUM *op. cit.*). On est amené à admettre que le magma lui-même est stratifié (1), la partie la plus décantée et la plus riche en éléments magmatophiles se trouvant en haut, d'une part à cause de l'étagement observé des produits fournis et d'autre part à cause de la décantation qui doit se produire au cours même de l'ascension du magma d'alimentation. Sans revenir sur le fait que les cumulats se déposent dans l'ordre des densités décroissantes, l'étude de l'apparition des plagioclases de cumulat nous fournit un exemple précis. En effet, seules des raisons de tri par gravité peuvent expliquer l'existence de cumulats péridotitiques contenant uniquement olivine, orthopyroxène et clinopyroxène, sans plagioclase de cumulat. Les règles de cristallisation de BOWEN, (1928) indiquent qu'au moins l'anorthite doit cristalliser avant le clinopyroxène, voire l'orthopyroxène. On vérifie par l'étude des lames minces que cela est possible puisque le plagioclase cristallise dans le

liquide intercumulat piégé entre les grains ; on vérifie en outre que cette cristallisation a réellement lieu dans les niveaux d'où provient la pluie de cristaux ferromagnésiens puisque des cristaux de pyroxène peuvent avoir piégé des cristaux automorphes de plagioclase basique. On doit ainsi admettre qu'au moment où se déposent ces cumulats péridotitiques le plagioclase cristallise au sein du magma comme les minéraux ferromagnésiens mais ne tombe pas aussi vite sur le plancher en raison de l'écart existant entre sa densité et celle du magma (de l'ordre de 2,65 ; BOTTINGA et WEILL, 1970) qui n'est que de 0,1 contre 0,7 pour le pyroxène et 0,75 pour l'olivine (JAEGER, *op. cit.*). La faiblesse de cet écart, à laquelle se joint l'influence de la viscosité du magma et les différences de densité de celui-ci selon la richesse en minéraux déjà cristallisés qu'il contient à un niveau donné (JACKSON, 1971), conduit à une rétention du matériel feldspathique, qui ne se déposera en masse qu'ultérieurement sous forme de grains de cumulat. C'est l'apparition brutale bien connue des cumulats gabbroïques au-dessus des cumulats péridotitiques (à plagioclase d'intercumulat ou non).

(1) Nous pouvons appréhender les grands traits de cette stratification du magma en le considérant comme formé d'une superposition de couches de densités décroissantes, et l'analyse des cumulats ophiolitique montre que cette stratification par densité joue un rôle fondamental dans leur dépôt. Le principe d'une telle stratification au sein d'un magma basaltique a d'ailleurs été admis depuis longtemps et résulte de la simple application de la loi de STOKES (JAEGER, 1968).

*Au niveau des laves.*

Les laves qui sortent au toit de la chambre magmatique peuvent avoir subi en traversant celle-ci une décantation plus ou moins importante. Dans le modèle présenté par ALLÈGRE *et al.* (1973), on admettait en première approximation que les laves étaient une émanation directe du magma de fusion partielle, quitte à préciser qu'une certaine décantation dans la chambre magmatique avant épanchement rendait mieux compte des faits observés. Il est bien évident que des modalités diverses peuvent se présenter et que suivant la localisation des fissures et l'importance de la ponction qu'elles opèrent dans la chambre magmatique les laves pourront être alimentées à partir de niveaux divers du magma.

Pour un même volume de laves, une ponction massive concentrée sur l'axe, au-dessus de la zone d'alimentation, pourra s'opérer aux dépens de niveaux magmatiques profonds tandis qu'une ponction disséminée à travers de nombreuses petites fissures n'intéressera que les niveaux élevés du magma, riches en éléments magmatophiles.

Du point de vue pétrographique, ces deux cas théoriques extrêmes correspondent dans les massifs ophiolitiques à l'absence ou à la présence d'un « complexe filonien » au passage des cumulats aux laves, c'est-à-dire au toit de l'ancienne chambre magmatique. Dans les deux cas, les niveaux de passage des cumulats aux laves cristallisent loin de l'axe, dans les ailes du système. Dans le premier cas, sous une voûte non fissurée, le dernier liquide magmatique, assez évolué, cristallise sur place pour donner des gabbros doléritiques et des dolérites isotropes, avec des effets d'intrusion dans la voûte. Dans le second cas, celle-ci a été amplement fissurée, permettant à l'ensemble du niveau magmatique supérieur de s'échapper en formant un complexe filonien ; de fait, la présence d'un complexe filonien important va de pair avec l'absence de termes de transition entre gabbros et carapace microgrenue, et la nature généralement très évoluée du matériel composant les dykes confirme bien l'origine que nous leur supposons.

*Deuxième approche du modèle supposé fonctionner à vitesse constante ; l'absence de stabilité chimique ; l'évolution du système avec le temps.*

Nous avons supposé en première approximation que notre système fonctionnait en stabilité dynamique. Un des aspects de cette stabilité devrait être la stabilité chimique, c'est-à-dire qu'à tout instant

le bilan des entrées dans le système (par arrivée du magma de fusion partielle) et des sorties (par cristallisation de cumulats ou émission de laves) devrait être nul, et ce pour chaque élément chimique. Cette stabilité chimique idéale ne pourra exister car les éléments magmatophiles auront tendance à rester au sein de la chambre magmatique.

Pour un raisonnement plus précis, découpons parallèlement à l'axe de notre système des tranches verticales (fig. 2) que nous pouvons aussi bien considérer comme des tranches coexistantes à un instant donné que comme les positions successives qu'occupera une tranche donnée au cours de l'expansion. Chaque tranche contient des cumulats (C), du magma encore liquide (M) et des laves (L) (1).

Si chaque tranche gardait la même composition chimique globale au cours de l'expansion, nous pourrions écrire :

$$C_1 + M_1 + L_1 = C_2 + M_2 + L_2 = \dots = Cte.$$

cette constante ayant la composition globale du magma de fusion partielle qui alimente le système. Dans cette condition bien entendu, le bilan entrées-sorties serait nul, mais cela suppose que les parois théoriques qui limitent nos tranches jouent le rôle de parois imperméables. Il est bien évident qu'il n'en est rien et qu'il y aura toujours un certain mélange entre les parties magmatiques des diverses tranches. Si petit qu'il soit, ce mélange suffira à fausser le système et la composition globale d'une tranche qui achève sa cristallisation ne sera plus celle du magma originel d'alimentation.

Les portions magmatiques  $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$  se mélangeront partiellement. La portion  $M_1$ , appartenant au magma élevé très riche en éléments magmatophiles par suite de la stratification dans la chambre magmatique (cf. plus haut), en cédera à  $M_2$  et  $M_3$  ; elle recevra en échange des éléments moins magmatophiles qui vont immédiatement cristalliser et se fixeront donc dans la tranche  $T_1$ , tandis que les éléments magmatophiles qu'elle aura perdus ne pourront cristalliser dans les portions  $M_2$  et  $M_3$  qui n'ont pas encore atteint les conditions physico-chimiques nécessaires.

Entraînée par l'expansion, la tranche  $T_1$  sera la première à sortir du système en achevant sa cristallisation ; elle entraînera moins d'éléments magmatophiles qu'elle ne l'aurait fait si le bilan entrées-sorties était nul ; sa composition chimique globale ne sera donc pas identique à celle de son magma d'alimentation. Les éléments magmatophiles non entraînés

(1)  $L_n$  est censé représenter les laves émises au-dessus de  $M_n$ , même si elles peuvent s'épancher latéralement jusqu'au-dessus de la tranche suivante.

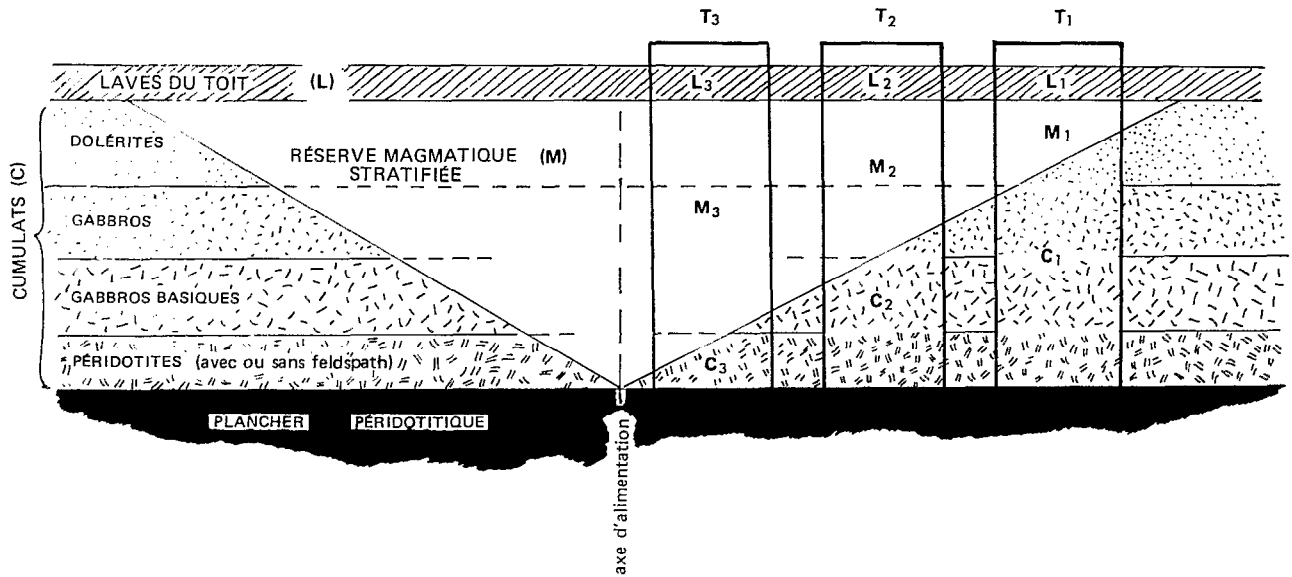


Fig. 2. — Évolution d'une tranche ophiolitique au cours de l'expansion.

*Nota :*  $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_3$  représentent aussi bien trois tranches coexistantes que les positions successives d'une même tranche entraînée par l'expansion ; on voit que l'équilibre géochimique ne peut être réalisé que si les parois verticales théoriques de ces tranches sont imperméables.

se redistribuent dans la chambre magmatique où la répétition du processus fera croître peu à peu leur teneur. Il y a là un phénomène de « vieillissement » du contenu de la chambre magmatique.

Ainsi, tant que le système fonctionne de façon semi-continue et comporte une chambre magmatique permanente, les portions de tapis ophiolitiques formées successivement le seront à partir d'une chambre magmatique de plus en plus riche en éléments magmatophiles. Nous avons donc des chances de rencontrer sur le terrain des colonnes ophiolitiques formées dans des ambiances différentes et de remonter par l'étude de ces différences à l'histoire de l'océan où elles ont pris naissance. Avant d'aborder ce problème, nous devons cependant étudier les effets des changements de la vitesse d'expansion sur le contenu de la chambre magmatique.

*Le départ et l'arrêt d'un processus d'expansion ; les accélérations et les ralentissements.*

*Le départ.*

A sa naissance, un nouvel océan n'est tout d'abord qu'une fissure en milieu continental ; pendant que les premières laves s'épanchent en surface, la naissance de la chambre magmatique en profondeur donne lieu à des phénomènes d'intrusion.

Si une nouvelle zone d'expansion prend naissance dans une vieille lithosphère océanique solidifiée, nous

pourrons de nouveau observer un phénomène d'intrusion, mais cette fois entre d'anciennes ophiolites et des ophiolites néoformées.

Au stade juvénile de l'expansion, le contenu global de la chambre magmatique n'a pas eu encore le temps de vieillir et sera le plus basique que nous puissions avoir. Pendant tout le stade de croissance de la chambre magmatique, l'apport de magma frais dépasse les pertes par dépôt de cumulat ou émission de laves ; le rapport volume annuel de l'alimentation / volume de la chambre est bien plus important que lorsque sera atteint le régime de croisière, ce qui freine le vieillissement global.

En terme d'ophiolites ce stade correspondra au dépôt d'un important volume de cumulats particulièrement basiques.

*L'arrêt de l'expansion.*

Dans ce cas, nous obtiendrons un volume important de cumulats renfermant l'excès d'éléments magmatophiles emmagasiné au cours du vieillissement. Ainsi, depuis le départ jusqu'à l'arrêt d'une phase d'expansion, le tapis ophiolitique qui se forme sera marqué par une polarité chimique horizontale menant vers un pôle acide.

*Les accélérations et ralentissements.*

Les ralentissements que l'on peut concevoir comme un début d'arrêt amènent une accélération du

processus de vieillissement et renforcent l'évolution vers le pôle acide. Les accélérations de l'expansion pourraient entraîner un renversement de la tendance générale à l'acidification par un plus grand apport de magma directement issu du manteau par fusion partielle. En fait, d'après ce que l'on connaît des taux d'expansion (quelques cm/an) et ce que l'on peut supposer du volume de la chambre magmatique (dépassant certainement l'échelle kilométrique), il ne semble pas que l'apport de magma frais puisse jamais être assez massif pour renverser la tendance.

Dans ces conditions, les accélérations et ralentissements de l'expansion se traduiront respectivement par des ralentissements et accélérations du processus de vieillissement du contenu de la chambre magmatique. Certaines des récurrences observées dans les cumulats ophiolitiques ont peut-être cette origine.

En conclusion, il ressort de cette notion de vieillissement que le bilan de la genèse des ophiolites ne saurait être établi sur un seul massif, aussi complet soit-il, mais sur l'ensemble du tapis ophiolitique formé entre le début et l'arrêt d'une phase d'expansion. Il en résulte aussi que l'on doit pouvoir distinguer les uns des autres les massifs ophiolitiques correspondant aux stades successifs de cette phase d'expansion.

## DEUXIÈME PARTIE : VÉRIFICATIONS ET APPLICATIONS

### Principe.

A la suite de cette analyse théorique, on conçoit que le tapis ophiolitique formé au cours d'un processus d'expansion doit montrer un double gradient : un gradient vertical, et c'est la stratification classique des ophiolites (tectonites, cumulats divers, laves), mais aussi un gradient horizontal suivant lequel l'acidité globale des cumulats doit augmenter avec l'évolution du processus d'expansion.

C'est essentiellement au niveau des cumulats que ce gradient horizontal doit s'exprimer. En effet, la composition des tectonites profondes dépend du processus de fusion partielle et non de la sédimentation magmatique, tandis que les laves pourront être variées ou non sans que cela puisse être directement mis en relation avec le stade atteint par l'expansion. Ceci n'empêche pas les différences observées entre les laves d'un massif à l'autre de pouvoir être utilisées pour une classification (BEBIEN *et al.*, 1975).

Parmi l'éventail des cumulats que l'on rencontre dans chaque massif ophiolitique, depuis les péridotites de base jusqu'aux termes souvent isotropes du sommet, tous n'auront pas la même sensibilité au vieillissement. En effet, les cumulats de base,

prennent naissance dans les parties axiales de la chambre magmatique, au voisinage immédiat du magma d'alimentation, avant même qu'il ait le temps d'être influencé, par le contenu plus ou moins vieilli de la chambre magmatique. Ils n'enregistreront donc pas, ou très mal, le vieillissement général du système. D'un autre côté, les cumulats les plus élevés, en y incluant les termes isotropes de fin de cristallisation qui ne sont pas à proprement parler des cumulats, pourront voir leur genèse perturbée par des pertes de magma à travers le toit de la chambre.

C'est donc essentiellement par l'étude des cumulats moyens (péridotites supérieures et gabbros inférieurs) que l'on pourra retrouver dans les divers massifs les effets du vieillissement qu'entraîne le processus d'expansion.

Pour cette analyse, nous avons retenu essentiellement trois massifs ophiolitiques du Proche et Moyen-Orient, ceux du Pinde septentrional, Grèce (BRUNN, 1956 ; PARROT, 1967, 1969), du Hatay, Turquie (DUBERTRET, 1953 ; PARROT, 1973) et de Neyriz, Iran (RICOU, 1974-1976), que nous avons étudiés personnellement. Nous avons aussi tenu compte d'autres massifs méditerranéens : Troodos, Chypre (GASS et MASSON-SMITH, 196 ; MOORES et VINE, 1971), Vourinos, Grèce (BRUNN, *op. cit.* ; MOORES, 1969) et Kemer, Antalya, Turquie (JUTEAU, 1974), mais au second plan seulement car nous ne connaissons pas exactement les caractéristiques pétrographiques des échantillons analysés, ce qui pose souvent un problème d'interprétation.

Dans le Pinde septentrional, après une zone lherzolitique présentant des structures d'adcumulat, on rencontre une zone de transition peu épaisse servant de passage entre les péridotites et la masse gabbroïque ; elle est essentiellement formée par une alternance très fine de lits dunitiques (adcumulats d'olivine) et de petits lits allivalitiques (hétéradcumulats d'olivine à plagioclase d'intercumulat) ; on trouve également à ce niveau quelques hétéradcumulats d'olivine à intercumulus pyroxénique et/ou plagioclasiq ; c'est d'ailleurs dans les clinopyroxènes poecilites de cette zone que l'on observe les premières lattes plagioclasiques automorphes. Cette zone où alternent dunites et allivalites est surmontée par une allivalite d'un autre type (adcumulat plagioclasiq et olivine en intercumulat, avec des passées à structure de mésocumulat). Les premiers niveaux gabbroïques, leucocrates et basiques, sont surtout des adcumulats, voire des mésocumulats. Enfin, dans les derniers niveaux gabbroïques, la structure orthocumulat domine. Au point de vue de la basicité des plagioclases rencontrés, les premiers termes sont riches en An (An 75) pour An 65 dans les derniers niveaux gabbroïques, et An 55 dans les dolérites.

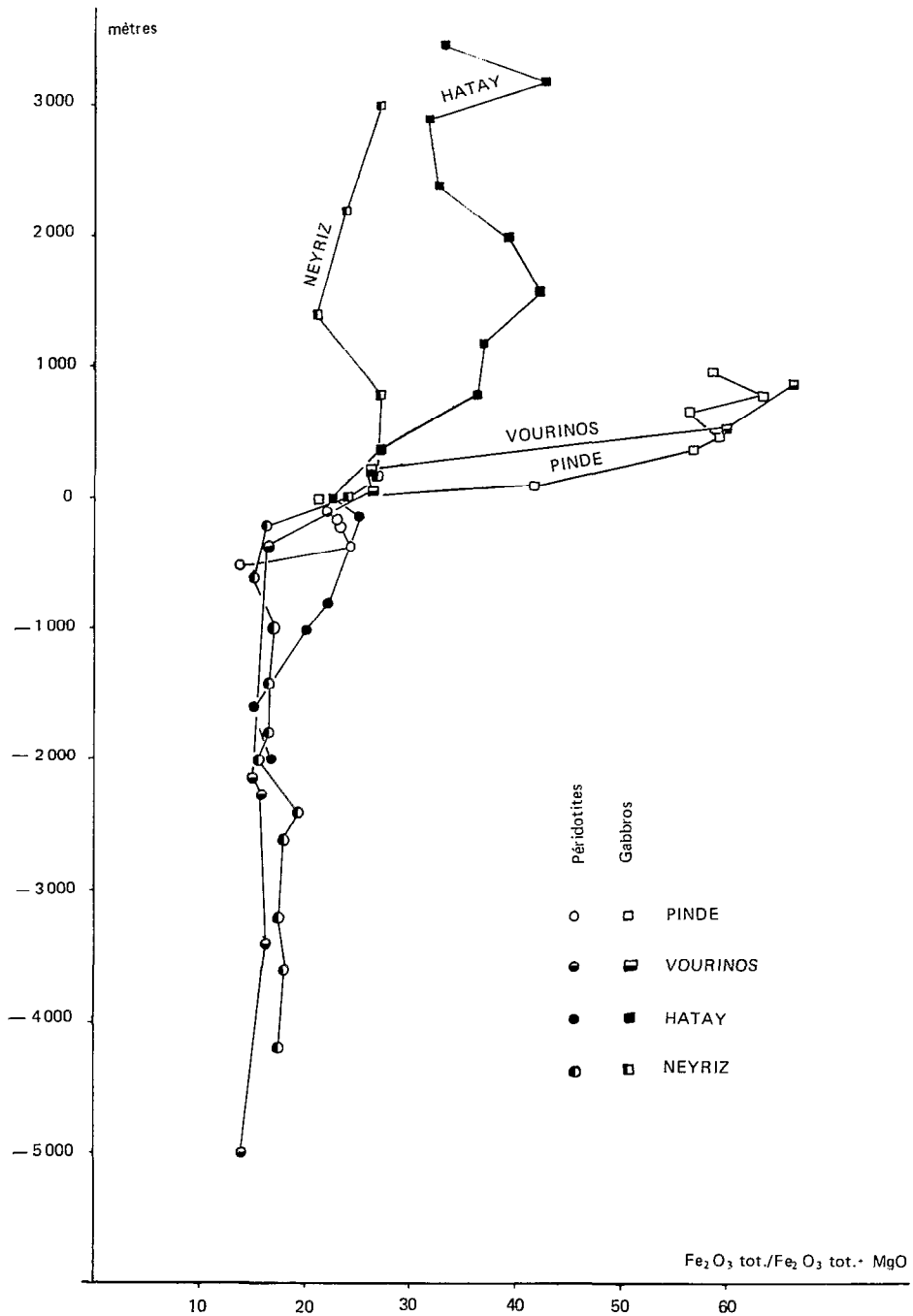


Fig. 3. — Évolution du paramètre  $\frac{Fe_2O_3 \text{ total}}{Fe_2O_3 \text{ total} + MgO}$  en fonction de l'épaisseur dans les massifs de Neyriz, du Hatay, du Vourinos et du Pinde.

Nota : L'épaisseur des cumulats dans le massif du Vourinos, calculée d'après la carte de MOORE (1969) est un peu plus faible que celle récemment avancée par JACKSON *et al.* (1975).



Dans le Hatay, au terme d'une série harzburgitique à structure d'adcumulat, parfois de mésocumulat où le pyroxène joue alors le rôle d'intercumulus, on observe quelques termes à structure d'hétéradcumulat ; les cumulats d'olivine y sont pris dans de grands cristaux de clinopyroxène et de plagioclase préhnitisés et/ou transformés en hydrogrossulaire. Les séries gabbroïques qui suivent présentent une grande diversité de structures ; les séquences litées sont formées par une alternance de lits dont la taille des grains plagioclasiques, le pourcentage et la structure varient ; on passe alternativement de mésocumulats à des orthocumulats ; de plus, dans des zones plus massives, la structure adcumulat est fréquente. En somme, contrairement à ce que l'on observe dans le Pinde septentrional, la distribution des structures, outre la position des hétéradcumulats qui est identique, est plus aléatoire dans le Hatay, notamment au niveau de la série gabbroïque. Au point de vue de la basicité des plagioclases, celle-ci évolue peu et se cantonne dans des teneurs comprises entre An 80 pour les plus basiques, An 70 pour les plus acides.

Le massif de Neyriz enfin est représenté par une épaisse série d'adcumulats harzburgitiques (avec occasionnellement la présence d'un peu de clinopyroxène d'intercumulat), surmontée par une série d'adcumulats gabbroïques de puissance comparable ; on observe également dans les gabbros, quelques mésocumulats, notamment à olivine d'intercumulat. La zone de passage entre ces deux séries se fait par l'intermédiaire de petits niveaux d'adcumulats lherzolitiques (orthopyroxène et clinopyroxènes de cumulats ; olivine et parfois plagioclase d'intercumulat) alternant avec les premiers niveaux gabbroïques. La forte basicité des plagioclases reste presque constante dans l'ensemble de la série gabbroïque. Le massif de Neyriz doit jouer dans notre modèle un rôle particulier puisqu'il a été, lors de sa cristallisation, intrusif dans une masse calcaire (Ricou, 1971) et doit correspondre au stade initial de l'ouverture d'un océan, alors que celui-ci n'est encore qu'une fissure en milieu continental. Il faudra pour que notre hypothèse se vérifie qu'il se classe comme le plus basique de tous les massifs, comme étant le plus juvénile.

Nous voyons donc que si les trois massifs témoins présentent des différences, il est cependant difficile de tirer de ces observations des critères suffisants pour les différencier par une simple approche purement pétrographique ; les teneurs en anorthite des premiers plagioclases ne varient guère ; les transformations en hydrogrossulaire et/ou en prehnite quasi-générales des feldspaths des types les plus profonds, rend impossible une réelle comparaison.

L'analyse géochimique a été menée par des méthodes tenant compte à la fois de la quantité et de la qualité des produits, puis, comme les estimations de quantité ne sont jamais très bonnes, par des méthodes uniquement qualitatives. Ces méthodes devraient permettre un classement des divers massifs.

#### *Une méthode à la fois quantitative et qualitative.*

La méthode consiste à porter sur la coupe stratigraphique d'un massif, tel ou tel paramètre permettant de différencier les divers cumulats. Cela suppose que l'on dispose de coupes continues mesurées ou tout au moins d'estimations acceptables. Les analyses chimiques des roches ont été ramenées à l'état sec pour éliminer les effets de la serpentinisation. Ceci nous interdit de prendre en compte les échantillons où la présence d'eau n'est pas due à ce phénomène, et particulièrement ceux contenant des amphiboles.

La base et le sommet des cumulats ne nous sont pas connus dans tous les massifs que nous voulons comparer, aussi nous avons pris comme ligne de base pour les épaisseurs la limite entre les péridotites et gabbros, plus précisément la limite d'apparition des plagioclases de cumulat, généralement bien définie à l'échelle qui nous intéresse (plan O des diagrammes des figures 3 et 4).

Le choix d'un paramètre permettant de différencier les divers cumulats est un peu délicat, non pas que les différences soient minimes, mais parce que d'importantes variations de courte longueur d'onde (le litage minéralogique qui fait en particulier alterner lits blancs et lits noirs dans les gabbros) viennent se superposer à l'évolution générale qui seule nous intéresse. Nous avons donc choisi des paramètres ne dépendant pas des proportions minérales, mais d'une évolution des minéraux eux-mêmes, c'est-à-dire Na/Ca dans les plagioclases et Fe/Mg dans les olivines et pyroxènes. Faute de disposer systématiquement d'analyses de minéraux séparés, nos paramètres sont obtenus à partir des analyses chimiques de roche totale.

Dans le premier diagramme (cf. fig. 3), nous utilisons  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total} / \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total} + \text{MgO}$  qui reflète l'évolution des olivines et des pyroxènes. Calculé sur roche totale, ce paramètre est quelque peu sensible aux proportions minérales relatives d'olivine et de pyroxène, ce qui entraîne des à-coups dans son évolution. Ces à-coups sont cependant peu importants au regard de l'évolution générale et le paramètre se révèle satisfaisant à l'usage.

Dans le second diagramme (cf. fig. 4), nous

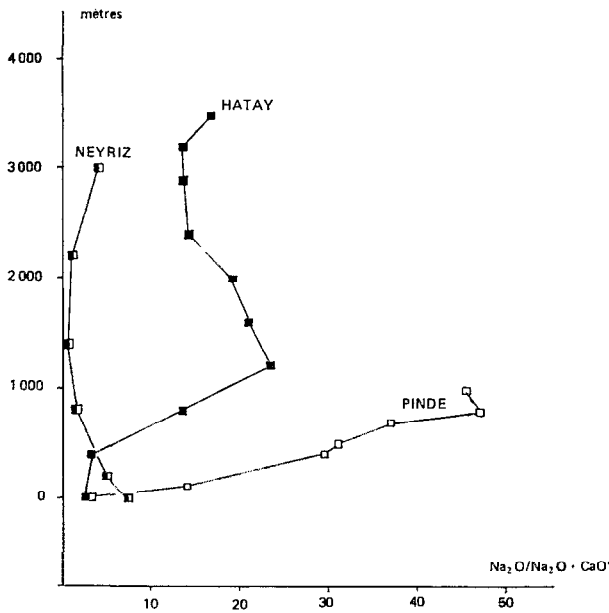


Fig. 4. — Évolution du paramètre  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$  en fonction de l'épaisseur dans les massifs de Neyriz, du Hatay et du Pinde.

employons  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$  (1), qui reflète l'évolution des plagioclases. Ce paramètre n'est bien entendu valable qu'à partir du moment où il y a du plagioclase dans nos roches, qu'il s'agisse de péridotites à plagioclase d'intercumulat ou de cumulats gabbroïques ; nous ne l'avons pas calculé pour les péridotites franches.

Comme l'analyse théorique nous le laissait prévoir, on observe sur les deux diagrammes des différences significatives d'un massif à l'autre. Les cumulats de certains massifs restent très basiques sur une épaisseur importante tandis que dans d'autres, ils évoluent rapidement (à des degrés divers) vers un pôle plus acide. Ces différences ne se font cependant pas sentir au niveau des cumulats de base dont les points représentatifs se regroupent tous dans la même région du diagramme. Tout se passe comme s'il y avait parenté magmatique au départ, puis évolution

particulière pour chaque massif. On vérifie aisément en pointant les analyses chimiques de divers massifs non ophiolitiques tels que : Stillwater, Montana, USA (HESS, 1960 ; JACKSON, 1961), Skaergaard, Groenland (WAGER, 1960, 1963 ; WAGER et MITCHELL, 1951), Bushveld, Union sud-africaine (WAGER et BROWN, 1968), etc., que ceux-ci ne dérivent pas du même magma.

Notre analyse théorique rend bien compte de ces phénomènes. Nous avons vu que les cumulats de base devaient se déposer directement à partir du magma d'alimentation et cela explique qu'ils soient semblables d'un massif à l'autre, mais qu'en revanche les cumulats plus élevés devaient être plus sensibles au vieillissement, ce qui explique leur variabilité.

On vérifie d'autre part sur ces diagrammes un autre point nécessaire à la validité de notre hypothèse : le massif de Neyriz, qui d'après des arguments de terrain doit être le plus juvénile qui puisse exister, est bien le plus basique de tous les massifs étudiés.

Comme nous l'avons signalé plus haut, le point faible des diagrammes utilisés concerne les erreurs qui peuvent être faites sur l'épaisseur des divers produits. Ces erreurs pourraient être importantes étant donné les contacts tectoniques, parfois difficiles à mettre en évidence, qui peuvent exister dans ces massifs. Cependant on remarque que les différences observées entre les divers massifs sont d'un autre ordre de grandeur : on aurait pu se tromper du simple au double sur les épaisseurs sans que ces différences s'estompent.

#### Méthode purement qualitative.

Afin de nous affranchir de l'estimation des épaisseurs, nous avons cherché à voir comment évoluent les deux paramètres retenus en fonction de la teneur en MgO, qui décroît régulièrement de la base vers le sommet de tout assemblage ophiolitique, puis de la teneur en  $\text{SiO}_2$ , qui suit une évolution inverse.

Les diagrammes des figures 5 et 6 montrent respectivement l'évolution du paramètre  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.}/\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.} + \text{MgO}$  et du paramètre  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$  en fonction de MgO. Pour les cumulats péridotitiques (fig. 5), les points représentatifs des différents massifs

(1)  $\text{CaO}'$  représente le CaO entrant dans l'anorthite normative, et peut se calculer directement à partir des poids d'oxydes à l'aide de la formule simple :

$$\left[ \frac{\% \text{Al}_2\text{O}_3}{101,9612} - \left( \frac{\% \text{Na}_2\text{O}}{61,9790} + \frac{\% \text{K}_2\text{O}}{94,2034} \right) \right] \times 56,0794.$$

Il faut remarquer que le plagioclase normatif est systématiquement un peu plus calcique que le plagioclase réel, car dans le calcul, tout l'aluminium est attribué au plagioclase, alors qu'il peut appartenir en fait à des pyroxènes ou des spinelles. Dans la pratique, les pyroxènes ne sont jamais vraiment alumineux dans nos cumulats ; les spinelles alumineux ne se rencontrent pas ou peu dans les gabbros, sur lesquels seuls ce calcul est intéressant. Ceci posé, l'erreur reste faible et notre paramètre donne une bonne représentation de l'évolution des plagioclases.

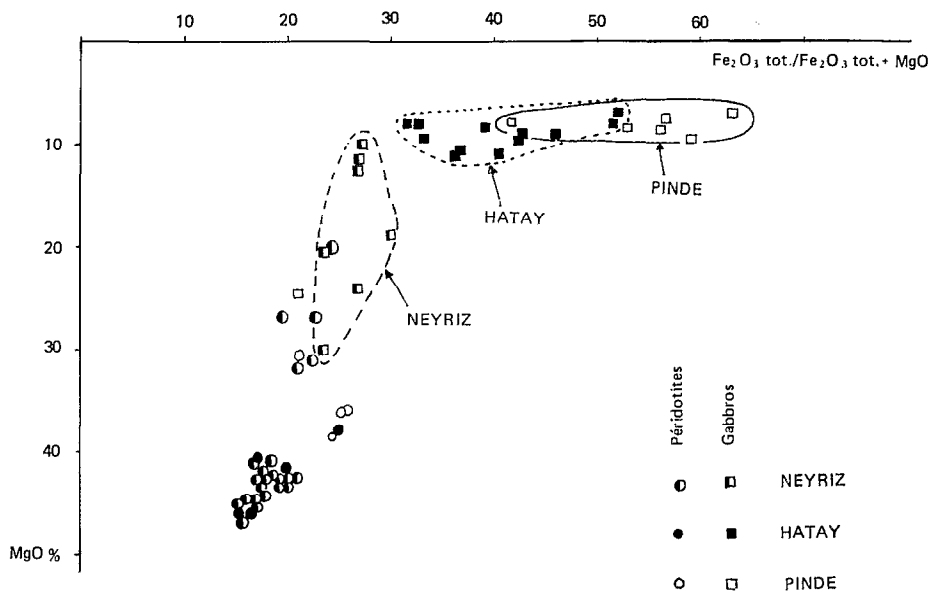


Fig. 5. — Évolution dans les massifs de Neyriz, du Hatay et du Pinde, du paramètre  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total} / \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total} + \text{MgO}$  en fonction de MgO.

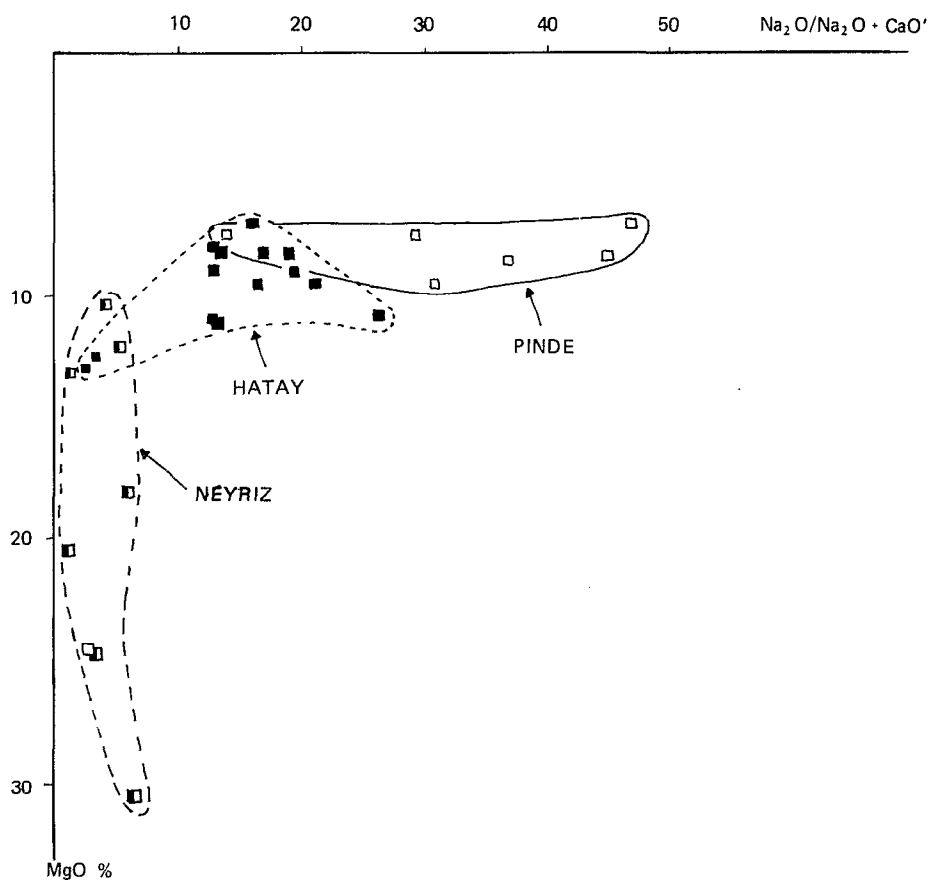


Fig. 6. — Évolution dans les massifs de Neyriz, du Hatay et du Pinde, du paramètre  $\text{Na}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$  en fonction de MgO.

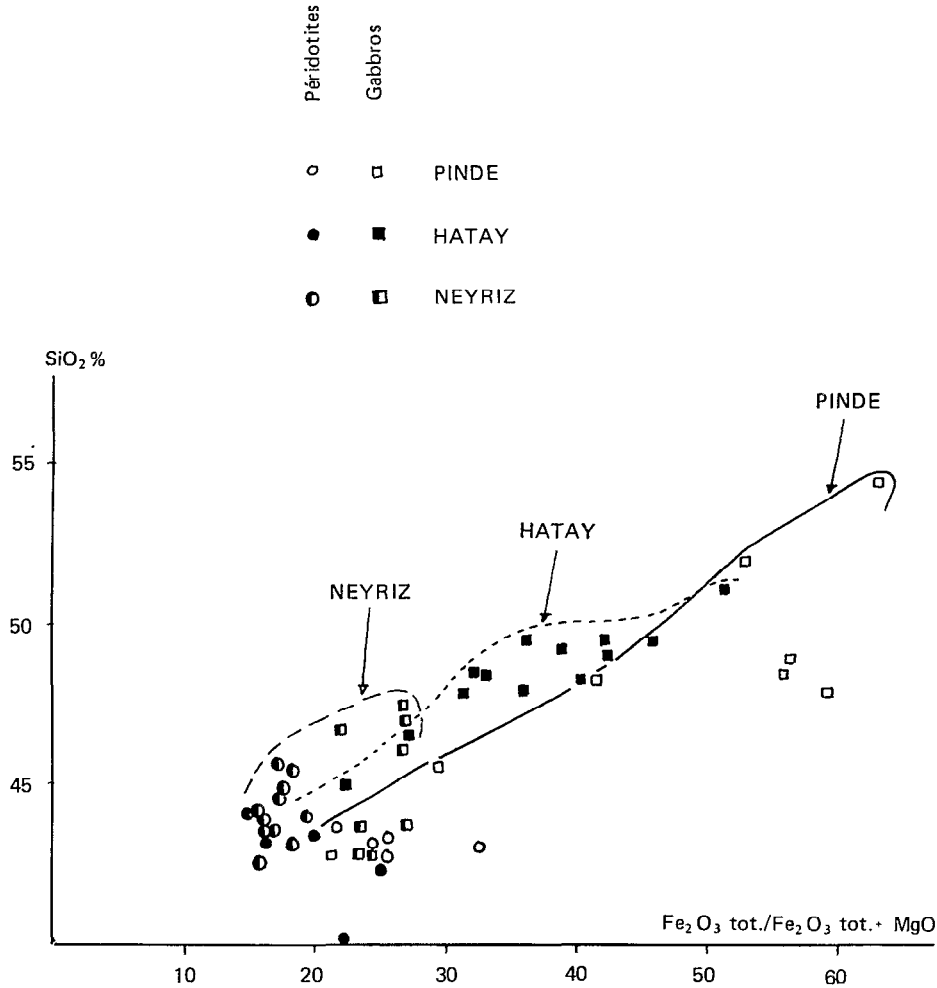


Fig. 7. — Évolution dans les massifs de Neyriz, du Hatay et du Pinde, du paramètre  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.}/\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.} + \text{MgO}$  en fonction de  $\text{SiO}_2$ .

restent groupés ; les gabbros s'alignent sur ce qui semble un cheminement commun, mais ceux de chaque massif y occupent une position particulière. Nous pouvons donc ici encore distinguer les massifs les uns des autres, et nous retrouvons le classement déjà observé (fig. 3 et 4) : Neyriz-Hatay-Pinde. D'un autre côté on y trouve confirmation de la notion suivant laquelle chaque massif ne contient qu'une partie des produits de la sédimentation magmatique, le bilan du phénomène ne pouvant être établi qu'à l'échelle d'un tapis ophiolitique complet.

Sur ces diagrammes, le manque d'évolution des gabbros de Neyriz par rapport à ceux du Hatay et surtout du Pinde pourrait apparaître comme dû à une influence d'échantillonnage, les gabbros de Neyriz étant en effet limités vers le haut par un contact tectonique. En revanche, l'absence de gabbros aussi proche du pôle périidotitique que ceux de Neyriz

dans le Hatay et le Pinde (à l'exception d'un point) est certainement significative car l'échantillonnage est complet pour ces niveaux dans les trois massifs. Ces diagrammes seront donc particulièrement intéressants pour les massifs où le passage des périidotites aux gabbros affleure dans de bonnes conditions.

Les diagrammes des figures 7 et 8 montrent respectivement l'évolution du paramètre  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.}/\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.} + \text{MgO}$  et du paramètre  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$  en fonction de la teneur en  $\text{SiO}_2$  (1). Ici, les points représentatifs des différents massifs esquissent des cheminements différents, surtout sur la fig. 7, ce qui rend ces diagrammes particulièrement intéressants pour distinguer les divers massifs. Le classement relatif des trois massifs est toujours le même : pour des teneurs identiques en  $\text{SiO}_2$ , les massifs les plus juvéniles sont les moins évolués en  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$  et en  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.}/\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.} + \text{MgO}$ .

Le diagramme de la figure 9 représente l'évolution du paramètre  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$  en fonction du paramètre  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.}/\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.} + \text{MgO}$ . On constate qu'à partir d'un pôle péridotitique commun, l'évolution des séries gabbroïques est poussée plus ou moins loin suivant les massifs. De plus, des cheminements différents peuvent être distingués, tout au moins en ce qui concerne le Hatay et le Pinde, car le massif de Neyriz n'évolue pratiquement pas. Ainsi, pour une basicité identique des plagioclases normatifs, les gabbros du Pinde indiquent des valeurs plus élevées du paramètre  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.}/\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.} + \text{MgO}$ , ce qui traduit un enrichissement plus rapide en fer des ferro-magnésiens. D'une façon générale, ce diagramme permet lui aussi de distinguer les divers massifs, et de les classer en retrouvant le même ordre que précédemment.

L'application de ce diagramme aux échantillons analysés du Troodos (fig. 10) (analyses dans BEAR, 1966, in MOORES and VINE, 1971 ; et dans LAPIERRE, 1972) montre que les gabbros lités du Troodos occupent une position intermédiaire entre Neyriz et Hatay mais que les gabbros ophitiques, roches-hôtes des dykes diabasiques du complexe filonien, se dispersent de part et d'autre du cheminement dessiné par les gabbros du Pinde. Ceci pourrait indiquer soit une interaction des dykes et des gabbros qu'ils traversent, soit le manque d'unité entre les deux ensembles de gabbros ; les gabbros lités appartenant d'ailleurs au remplissage stratifié normal de la chambre magmatique, tandis que les gabbros ophitiques appartiennent à son toit que traversent les dykes. Ces observations soulignent la nécessité d'un échantillonnage raisonné pour une étude de ce genre, et justifie le fait que nous ayons pour l'instant limité cette analyse à trois massifs de référence que nous avons personnellement échantillonnés.

Dans le dernier type de diagramme proposé (cf. fig. 12), nous avons simplement cherché à améliorer la nature des renseignements que nous fournit déjà le diagramme  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$  en fonction de  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.}/\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ tot.} + \text{MgO}$ , notamment en donnant une nouvelle définition de ce paramètre ; en effet, si le rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$  est bien caractéristique de l'alcalinité du plagioclase normatif entrant dans le cumulat, indépendamment du pourcentage en plagioclases présents, les teneurs globales en MgO (problème que l'on retrouve en partie dans des rapports du type  $\text{MgO}/\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total}$ ) ne traduisent pas directement le comportement du MgO puisque celui-ci va se répartir soit dans les olivines,

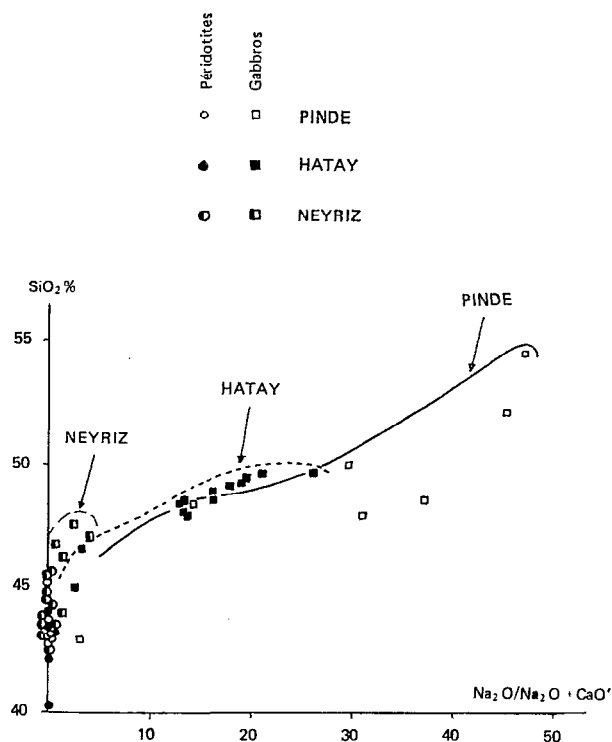


Fig. 8. — Évolution dans les massifs de Neyriz, du Hatay et du Pinde, du paramètre  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$  en fonction de  $\text{SiO}_2$ .

soit dans les orthopyroxènes, soit dans les clinopyroxènes ; ainsi la quantité de MgO fluctue avec l'abondance et les teneurs relatives de ces minéraux.

L'abaque de la figure 11 indique quelles sont les teneurs en MgO dans les trois minéraux ferro-magnésiens normatifs, pour un même rapport initial  $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{++}$  ; elle va nous permettre de calculer la répartition du MgO en un minéral clef (ici un orthopyroxène équivalent) tout en tenant compte du pourcentage des trois minéraux normatifs. Ceci suppose évidemment un calcul de norme CIPW pour tous les échantillons analysés, 1,50 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  étant systématiquement retenu pour définir à partir du pourcentage en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total, le pourcentage en FeO (MIYASHIRO *et al.* 1969). Ainsi, pour une roche donnée, la proportion de MgO entrant dans ce minéral clef obéira à la formule suivante :  $\text{MgO}/x$  (f MgO mol/MgO mol + FeO mol) CIP<sub>x</sub> + y OP<sub>x</sub> + z (f MgO mol/MgO mol + FeO mol) Ol. CIP<sub>x</sub>, OP<sub>x</sub> et Ol repré-

(1) Notons que nous avons fait figurer sur le diagramme de la figure 8, les péridotites, en attribuant au paramètre  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$ , une valeur arbitraire égale à 0, valeur en tout cas plus juste que celle que l'on obtient par le calcul, à partir des données analytiques, pour lesquelles la teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$ , toujours voisine de la limite de sensibilité de la méthode d'analyse, est entachée d'erreurs et souvent surestimée.

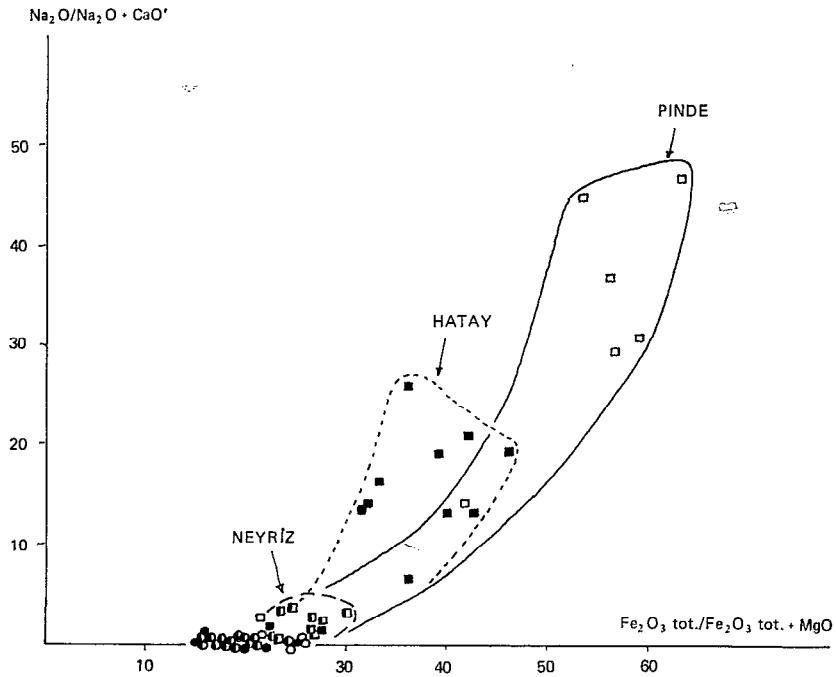


Fig. 9. — Évolution dans les massifs de Neyriz, du Hatay et du Pinde, du paramètre  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total/ $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total + MgO en fonction du paramètre  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$ .

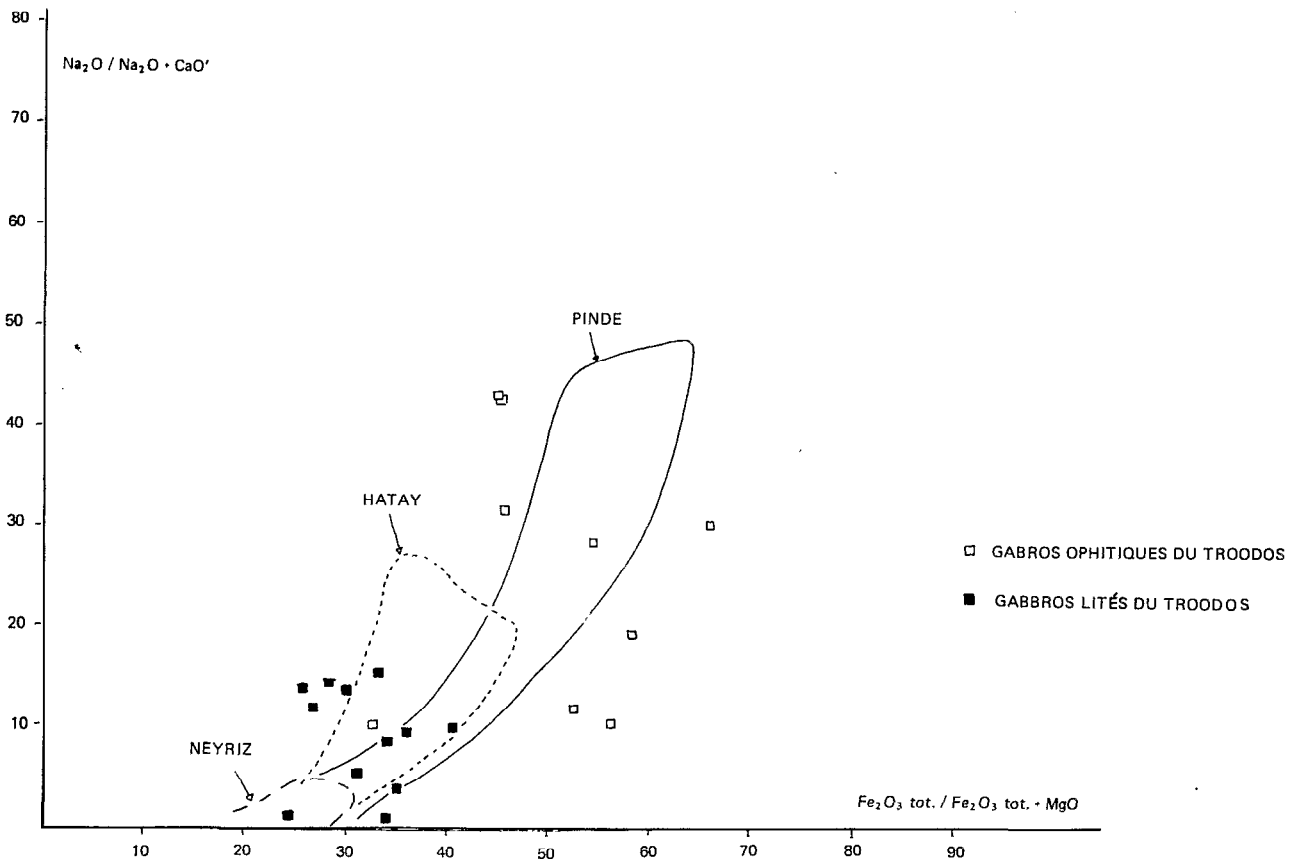
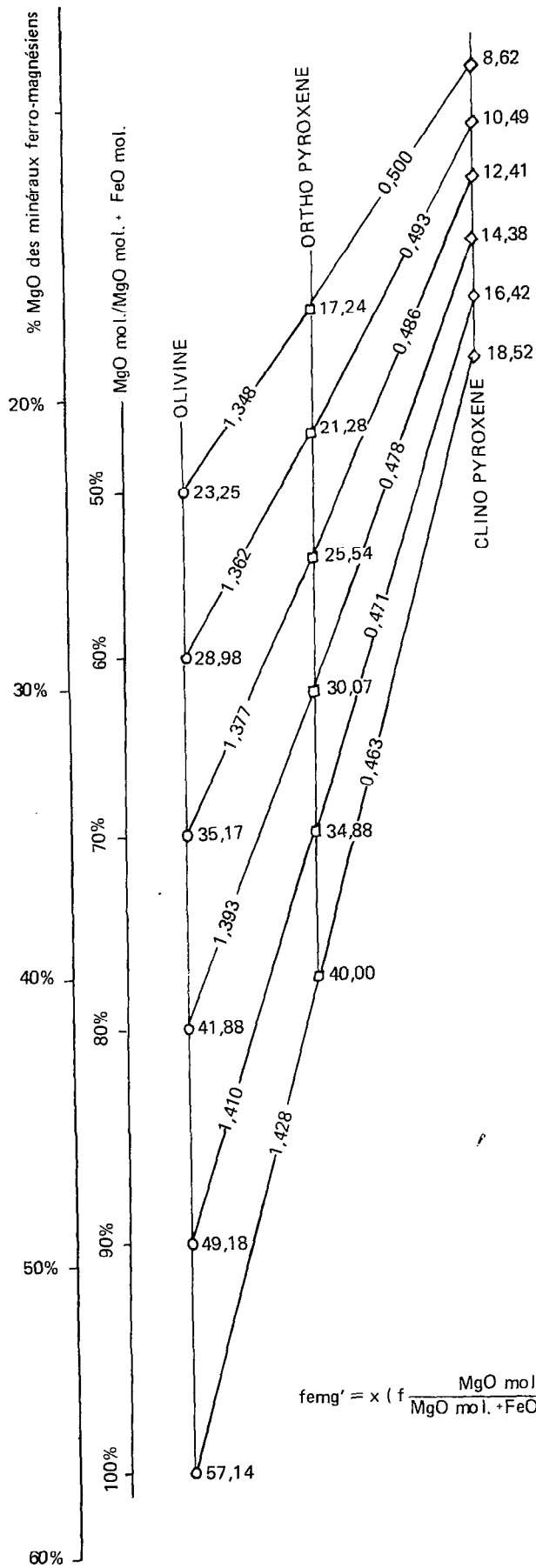


Fig. 10. — Position des gabbros du Troodos sur le diagramme  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total/ $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total + MgO,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$ . Comparaison avec les lignées dessinées par les massifs de Neyriz, du Hatay et du Pinde.



	z	x
%	OLIV	CIPx.
100	1 428	0.463
99	1 426	0.464
98	1 425	0.464
97	1 423	0.465
96	1 421	0.466
95	1 419	0.467
94	1 417	0.468
93	1 415	0.468
92	1 414	0.469
91	1 411	0.470
90	1 410	0.471
89	1 408	0.472
88	1 406	0.472
87	1 405	0.473
86	1 403	0.474
85	1 401	0.474
84	1 399	0.475
83	1 398	0.476
82	1 396	0.477
81		
80	1 393	0.478
79	1 391	0.479
78	1 390	0.480
77	1 388	0.480
76		
75	1 385	0.482
74		
73		
72	1 380	0.484
71		
70	1 377	0.486

$$f_{\text{emg}}' = x \left( f \frac{\text{MgO mol.}}{\text{MgO mol.} + \text{FeO mol.}} \right) \text{CIPx} + y \text{OPx} + z \left( f \frac{\text{MgO mol.}}{\text{MgO mol.} + \text{FeO mol.}} \right) \text{Ol.}$$

Fig. 11. — Abaque pour le calcul de l'équivalent orthopyroxénique.

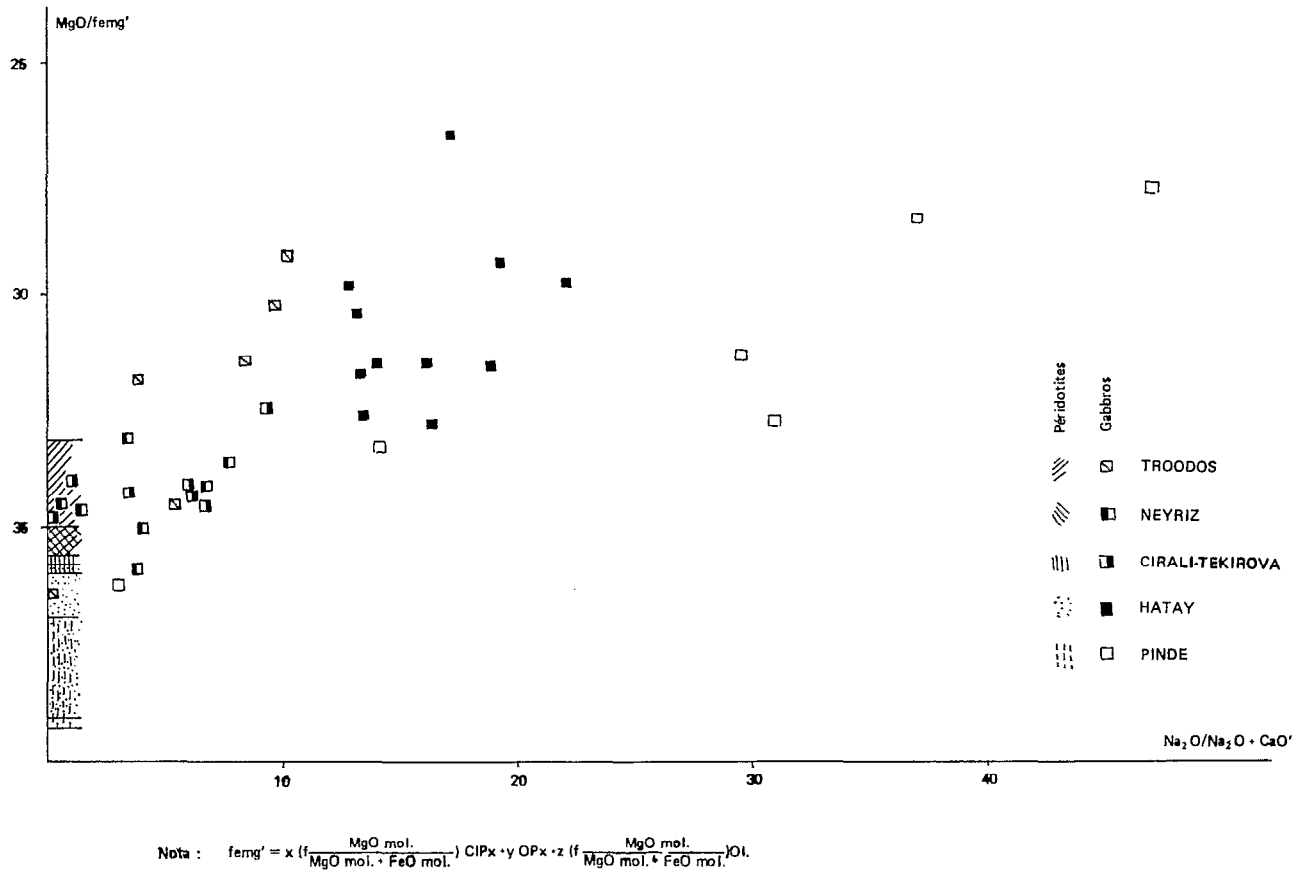


Fig. 12. — Évolution de l'équivalent orthopyroxénique en fonction du paramètre  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$ .

sentent respectivement le clinopyroxène, l'orthopyroxène et l'olivine normatifs. Le rapport  $\text{MgO mol}/\text{MgO mol} + \text{FeO mol}$  est calculé après la formation de la magnétite normative.

Il est bien évident que le calcul de ce rapport ne tient pas compte des compositions relatives entre l'olivine et l'orthopyroxène coexistants, comme il a été défini par RAMBERG et De VORE (1951) par exemple ; on pourrait bien sûr en tenir compte, mais en fait dans le domaine des rapports Fe/Mg rencontrés, les différences ne sont pas essentielles, celles-ci jouant surtout, pour des valeurs nettement inférieures.

La teneur en MgO de cet équivalent orthopyroxénique traduira donc directement l'ambiance magnésienne dans laquelle les minéraux ferromagnésiens d'une même roche se sont formés ; nous constatons alors (cf. fig. 12) que pour une même ambiance magnésienne, la teneur en  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$  varie d'un massif à l'autre selon le degré d'évolution théorique développé dans l'introduction. De plus,

des massifs tels que celui de Kemer, Antalya, Turquie ou les gabbros lités du Troodos montrent bien qu'ils sont plus proches du domaine Neyriz-Hatay que du domaine pindique, indiquant par là, le caractère peu évolué de la chambre magmatique qui leur a donné naissance.

Signalons enfin que le report sur un tel diagramme des différentes péridotites rencontrées dans les divers massifs (en prenant soin de donner au paramètre  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'$  une valeur égale ou voisine de 0), indiquent curieusement, sans que nous soyons en mesure d'analyser le phénomène, une tendance à une ambiance d'autant plus fortement magnésienne qu'elles l'ont pendant à des séries gabbroïques évoluées.

Les différences qui ressortent de l'étude chimique des analyses chimiques globales des différents types pétrographiques rencontrés, est confirmé par l'étude des minéraux séparés des massifs du Pinde et du Hatay (PARROT et VERDONI, 1976), qui indiquent



clairement que les clinopyroxènes appartiennent à deux lignées différentes (cf. fig. 13) la série pindique étant nettement moins calcique que celle du Hatay.

#### CONCLUSION.

D'après l'étude théorique exposée en première partie, les cumulats des colonnes ophiolitiques formées successivement les unes à côté des autres lors d'une phase d'expansion, doivent avoir enregistré un phénomène de vieillissement et s'être déposés dans des ambiances globales de plus en plus riches en éléments magmatophiles.

L'analyse de divers massifs ophiolitiques nous a permis de vérifier :

(a) que les différences attendues existent bien d'un massif à l'autre et que nous pouvons ainsi classer ceux-ci suivant l'ambiance globale plus ou moins évoluée dans laquelle se sont déposés leurs cumulats ;

(b) que le massif de Neyriz, que les données de terrain amènent à considérer comme le plus juvénile possible, occupe bien dans ce classement, une position extrême, et que cette position correspond à l'ambiance générale la moins évoluée ; l'absence d'évolution de ce massif correspond bien à ce qui avait été prévu dans le stade tout à fait juvénile de la croissance de la chambre magmatique ;

(c) que les différences entre les divers massifs sont peu sensibles dans les cumulats inférieurs, mais bien caractérisées par contre dans les cumulats plus élevés ; nous retrouvons ici la localisation théoriquement prévue des effets d'une alimentation quasi constante par la base et d'un vieillissement dans les niveaux plus élevés ;

(d) que l'évolution complète des cumulats, et ceci est particulièrement visible au niveau des gabbros, n'est pas représentée dans un seul massif donné, mais par plusieurs massifs, ce qui montre bien que le bilan de la genèse des ophiolites ne peut être établi sur un seul massif mais sur l'ensemble d'un tapis ophiolitique.

Dans l'ensemble, à partir d'un point de départ commun, les divers massifs ne suivent pas tout à fait le même cheminement évolutif, et le suivent plus ou moins loin. Tout se passe comme si chaque colonne ophiolitique commençait à cristalliser à partir du même magma de base, mais se trouvait contaminée en cours de cristallisation par le résidu liquide, riche en Fe et Na, de la cristallisation de la colonne précédente.

Nous pouvons donc conclure à la validité de notre analyse théorique : la genèse des ophiolites à partir d'une zone d'expansion océanique est un processus soumis à une évolution dans le temps, un vieillissement. Ce vieillissement se traduit par une différenciation horizontale du tapis ophiolitique formé, différenciation horizontale qui vient s'ajouter à la différenciation verticale classique. Les massifs ophiolitiques provenant de diverses parties de ce tapis, formés par conséquent au cours de stades plus ou moins avancés du vieillissement, sont différents les uns des autres.

Les massifs que nous avons étudiés correspondent donc à des étapes diverses du processus d'expansion océanique, sans que cela signifie pour autant qu'ils aient été formés successivement au cours de la même phase d'expansion. Nous n'avons pas étudié les liens qui pourraient exister entre eux et devons les considérer pour l'instant comme autant d'exemples d'un catalogue des étapes possibles.

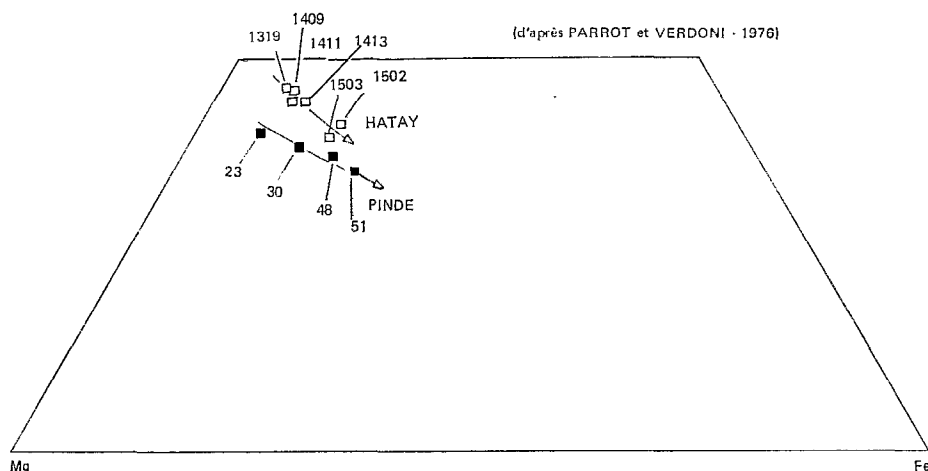


Fig. 13. — Évolution sur le diagramme de POLDERVAART et HESS (1951) des clinopyroxènes du Pinde et du Hatay.

Au cours de cette étude nous n'avons pas posé la question de savoir si les zones d'expansion dont nous discutons étaient d'anciennes mers marginales ou d'anciennes dorsales océaniques. Les critères géochimiques que nous avons utilisés ne sont sans doute pas discriminants à cet égard, mais par contre la méthode proposée permettra peut-être d'aborder ce problème par l'étude de l'organisation générale de l'expansion au sein des bassins au moment même où se sont formées les ophiolites. En effet, l'étude des variations entre deux massifs ophiolitiques voisins, ou au sein d'un même massif s'il est de taille considérable comme par exemple celui d'Oman, doit

permettre de reconnaître la polarité de l'expansion suivant les principes que nous avons admis. Nous entrevoyons ainsi la possibilité d'établir une pétro-paléogéographie des anciennes croûtes océaniques, tout au moins pour les régions où les massifs ophiolitiques affleurent largement comme au Proche et Moyen Orient. Dans ces conditions il n'est peut-être pas illusoire d'espérer retrouver l'organisation et l'orientation générale des bassins, océans francs ou mers marginales, où l'expansion a donné naissance aux ophiolites.

*Manuscrit reçu au S.C.D. de l'O.R.S.T.O.M. le 16 janvier 1976*

#### ANALYSES CHIMIQUES

Les différentes analyses chimiques utilisées proviennent respectivement des travaux suivants :

1° Massif de Neyriz (Iran), RICOU (L.-E.), 1974. Tableau p. 132 ;

2° Massif du Kizil Dağ (Hatay, Turquie), PARROT (J.-F.), 1973. Tableau pp. 156 et 157 ;

3° Massif du Pinde septentrional (Grèce), PARROT (J.-F.), 1967. Tableau h. t. compris entre les pp. 87 et 88. — MONTIGNY

(R.), BOUGAULT (H.), BOTTINGA (Y.) and ALLEGRE (C. J.), 1973. Tableau p. 2137 ;

4° Massif du Vourinos (Grèce), BRUNN (J. H.), 1956. Tableaux pp. 302, 310, 327 et 332. — MOORES (E. M.), 1969. Tableau p. 46 ;

5° Massif du Troodos (Chypre), BEAR (L. M.) in MOORES (F. M.) and VINE (E. J.), 1971. Tableaux pp. 455-456. — LAPIERRE (H.), 1972. Tableau p. 264 ;

6° Massif de Çirali-Tekirova (région de Kemer, Turquie), JUTEAU (T.), 1974. Tableaux pp. 668-672.

#### BIBLIOGRAPHIE

ALLEGRE (C.), MONTIGNY (R.) et BOTTINGA Y., 1973. — Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de genèse. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XV, n° 5/6 : 461-477.

AUMENTO (F.), 1968. — The mid-atlantic ridge near 45° N. II. Basalts from the area of Confederation Peak. *Can. J. Earth Sci.*, 5, n° 1 : 1-21.

AUMENTO (F.), 1969. — Diorites from the mid-atlantic ridge at 45° N. *Science*, 165 : 112-113.

AUMENTO (F.) et LONGAREVIC (B. D.), 1971. — The mid-atlantic ridge near 45° N. III. — Bald Mountain. *Can. J. Earth Sci.*, 6, n° 1 : 11-23.

AUMENTO (F.), LONGAREVIC (B. D.) et ROSS (D. I.), 1971. — Hudson geotraverse: geology of the mid-atlantic ridge at 45° N. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, A, 268 : 623-650.

AUMENTO (F.) et LOUBAT (H.), 1971. — The mid-atlantic ridge near 45° N. XVI. — Serpentinised ultramafic intrusions. *Can. J. Earth Sci.*, 8, n° 6 : 631-663.

BEBIEN (J.), OHNSTETTER (D.), OHNSTETTER (M.), PAUPY (A.) et ROCCI (G.), 1975. — The role of hypabyssal rocks in our understanding of ophiolite models. *Pétrologie*, t. 1, n° 2 : 157-168.

BONATTI (E.), HONNOREZ (J.) & FERRARA (G.), 1971. —

Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial mid-atlantic ridge. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, A, 268 : 385-402.

BOTTINGA (Y.), 1974. — Thermal aspects of sea floor spreading and the nature of the suboceanic lithosphere. *Tectonophysics*, v. 21 : 15-38.

BOTTINGA (Y.) & ALLEGRE (C. J.), 1973. — Thermal aspects of sea floor spreading and the nature of the oceanic crust. *Tectonophysics*, v. 18 : 1-17.

BOTTINGA (Y.) & WEILL (D. F.), 1970. — Densities of liquide silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *Amer. J. Sci.*, v. 269 : 169-182.

BOWEN (N. L.), 1928. — The evolution of igneous rocks. Princeton Univ. Press, 332 p.

BRUNN (J. H.), 1956. — Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale (Grèce). *Ann. Géol. Pays hellen.*, v. VII, sér. A : 1-358.

BRUNN (J. H.), 1960. — Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, v. 3 : 115-132.

CHALLIS (C. A.), 1965. — The origin of New Zealand ultramafic intrusions. *J. Petrology*, 6, n° 2 : 322-364.

- COLEMAN (R. G.), 1971. — Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geoph. Res.*, v. 76 : 1212-1222.
- DUBERTRET (L.), 1953. — Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay. *Notes et Mém. Moy. Orient*, v. 6 : 2-179.
- ENGEL (C. G.) & FISHER (R. L.), 1969. — Lherzolite, anorthosite, gabbro and basalt dredged from the mid-indian ocean ridge. *Science*, 116 : 1136-1141.
- ENGEL (C. G.) & FISHER (R. L.), 1975. — Granitic to ultramafic rock complexes of the indian ocean ridge system, Western Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, n° 11 : 1553-1578.
- GASS (I. G.), 1967. — The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus, in Wyllie (P. J.), ed., *Ultramafic and related rocks* : New York, John Wiley and Sons, Inc. : 121-134.
- GASS (I. G.) & MASSON-SMITH (D.), 1963. — The geology and the gravity anomalies of the Troodos massif, Cyprus. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, A, 255 : 417-467.
- GREENBAUM (D.), 1972. — Magmatic processes at ocean ridges : Evidence from the Troodos massif, Cyprus. *Nature Phys. Sci.*, v. 238 : 18-21.
- HEKINIAN (R.) & AUMENTO (F.), 1973. — Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia seamount near 53° N in the atlantic ocean. *Marine Geol.*, 14 : 47-72.
- HESS (H. H.), 1960. — Stillwater igneous complex, Montana. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 80, 210 p.
- HESS (H. H.), 1965. — Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea floor, in Whittard (W. F.) & Bradshaw (R.). *Submarine geology and geophysics* : Colston Papers, v.17, London, Butterworth : 317-333.
- JACKSON (E. D.), 1961. — Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. *Geol. Surv. Prof. paper*, n° 358, 106 p.
- JACKSON (E. D.), 1971. — The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. *Fortschr. Mineral.*, v. 48, n° 1 : 128-174.
- JACKSON (E. D.), GREEN (H. W.) & MOORES (E. M.), 1975. — The Vourinos ophiolite, Greece : Cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, v. 86 : 390-398.
- JAEGER (J. C.), 1968. — Cooling and solidification of igneous rocks in The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, Edit. H. H. Hess and A. POLDERVAART, v. 2 : 503-536.
- JUTEAU (T.), 1974. — Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Thèse Doct. d'État Univ. Nancy, 692 p. *multigr.*
- KARAMATA (S.) & PAMIC (J.), 1972. — Some considerations about the genesis of alpine ultramafites of the Dinarides. *7° Congr. Geol. SFRJ., Zagreb*, Kn II : 139-156.
- LAPIERRE (H.), 1972. — Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos (Chypre). Thèse Doct. d'État Univ. Nancy, 420 p. *multigr.*
- MESORIAN (H.), 1973. — Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XV, n° 5/6 : 478-493.
- MIYASHIRO (A.), SHIDO (F.) & EWING (M.), 1969. — Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-atlantic ridge near 24° and 30° north latitude. *Contr. Mineral. and Petrol.*, v. 23 : 38-52.
- MONTIGNY (R.), BOUGAULT (H.), BOTTINGA (Y.) & ALLEGRE (C. J.), 1973. — Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 37, n° 9 : 2135-2147.
- MOORES (E. M.), 1969. — Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex, Northern Greece. *Geol. Soc. Amer., Spec. paper*, n° 118, 74 p.
- MOORES (E. M.) & VINE (F. J.), 1971. — The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust : evaluation and implications. *Phil. Trans. roy. Soc. Lond.*, A 268 : 443-466.
- PAMIC (J.), 1971. — Some petrological features of bosnian gabbro-peridotite complexes in the dinaric zone of Yugoslavia. *Tsch. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 15 : 14-42.
- PAMIC (J.), 1972. — Structures and textures of bosnian peridotites and their genetic aspects. *7° Congr. Geol. SFRJ., Zagreb*, Kn. II : 271-296.
- PARROT (J.-F.), 1967. — Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce), in-8°, 114 p., O.R.S.T.O.M. Paris, *multigr.*
- PARROT (J.-F.), 1969. — Étude d'une coupe de référence dans le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce) : la vallée de l'Aspropotamos. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, v. I, n° 2 : 35-59.
- PARROT (J.-F.), 1973. — Pétrologie de la coupe du Djebel Moussa, massif basique-ultrabasique du Kizil Dağ (Hatay, Turquie). *Sci. de la Terre*, t. XVIII, n° 2 : 143-172.
- PARROT (J.-F.) et VERDONI (P. A.), 1976. — Conditions de formation de deux assemblages ophiolitiques méditerranéens (Pinde et Hatay) d'après l'étude des minéraux constitutifs. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, VIII, n° 1 : 69-94
- RAMBERG (H.) & De VORE (G.), 1951. — The distribution of Fe<sup>++</sup> and Mg<sup>++</sup> in coexisting olivines and orthopyroxenes. *J. Geol.*, v. 59 : 193-210.
- RICOU (L.-E.), 1971. — Le métamorphisme au contact des péridotites de Neyriz (Zagros interne, Iran) ; développement de skarns à pyroxène. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), XIII, n° 1/2 : 146-155.
- RICOU (L.-E.), 1974. — L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien) et l'évolution structurale des Zagrides. Thèse Doct. d'État, Univ. Paris-Sud, 321 p., 1 vol. *multigr.*
- RICOU (L.-E.), 1976. — Évolution structurale des Zagrides. La région clef de Neyriz (Zagros iranien). *Mém. Soc. géol. Fr.* (n. s.), LV, n° 125 (sous presse).
- ROEVER (W. P. de), 1956. — Sind die Alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale ? *Geol. Rundsch.*, v. 46 : 137-146.
- SMEWING (J. D.), SIMONIAN (K. O.) & GASS (I. G.), 1975. — Metabasalts from the Troodos massif, Cyprus : Genetic

- implication deduced from the petrography and trace element geochemistry. *Contr. Miner. Petrol.*, 51, n° 1 : 49-64.
- THAYER (T. P.), 1969. — Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of mid-oceanic ridges. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 80 : 1515-1522.
- THAYER (T. P.), 1973. — Some implications of the sheeted dike swarms in ophiolitic complexes. *Internat. Symp. on « Ophiolites in the Earth's crust », Moscow* (preprint).
- WAGER (L. R.), 1960. — The major element variation of the layered series of the Skaergaard intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas. *J. Petrol.*, v. 1 : 364-398.
- WAGER (L. R.), 1963. — The mechanism of adcumulus growth in the layered series of the Skaergaard intrusion. *Min. Soc. Amer.*, Spec. paper n° 1 : 1-19.
- WAGER (L. R.) & BROWN (G. M.), 1968. — Layered igneous rocks. Oliver and Boyd, London, 588 p.
- WAGER (L. R.) & MITCHELL (R. L.), 1951. — The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 1 : 129-208.