

Πρακτικά		3ου Συνεδρίου		Μάϊος 1986	
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	σελ.	Αθήνα		
Bull. Geol. Soc. Greece	XX	223-235	1988		
	Vol.	pag.	Athens		

COMPARAISON ENTRE LES FORMATIONS VOLCANO - DETRITTIQUES ("MELANGES") DU MALM DES HELLENIDES INTERNES (OTHRYS, EUBEE); IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

J. FERRIERE*, J. BERTRAND**, J. SIMANTOV**,
P. DE WEVER***

Le problème des formations du Jurassique (moyen ?) supérieur des Hellénides internes, riches en blocs exotiques pour partie d'origine ophiolitique, a fait l'objet d'un certain nombre de publications depuis une dizaine d'années (cf. Historique *in* Ferrière, 1982, p. 281). L'un des points importants a été la mise en évidence de la nature stratigraphique du contact entre ces formations à blocs et leur soubassement et du caractère olistolitique initial des blocs qu'elles contiennent (Ferrière, 1974 ; Celet *et al.*, 1977).

A la suite de synthèses régionales, des auteurs ont tenté de dégager la signification de ces formations et de reconstituer les processus de mise en place tectonique des ophiolites durant le Malm (Ferrière, 1982 ; Baumgartner, 1985). De tels travaux sont en cours de réalisation en Eubée centrale (J.S. et J.B.).

Dans cette publication, nous nous proposons de faire une comparaison des résultats obtenus dans nos secteurs d'étude respectifs, afin de préciser les mécanismes de l'obduction et de tester les différentes hypothèses relatives à l'âge et à l'origine des ophiolites paléohelléniques (différences explicitées *in* Ferrière, 1982 et Vergely, 1984). Pour ce faire, nous confronterons également nos résultats aux données obtenues en Argolide par Baumgartner (1985).

I. LES FAITS

A. LES FORMATIONS ETUDIÉES

Les formations qui nous intéressent ici sont situées à la partie supérieure des séries jurassiques pélagoniennes et maliaques (zones internes) affleurant en Othrys et en Eubée (fig. 1 et 2). De nature siliceuse et pélitique, parfois chaotiques, elles sont bien définies lorsque leur soubassement est de type carbonaté, notamment dans le cas des séries de type pélagonien. Cet ensemble de formations sera désigné "formations pré-ophiolitiques" (Ferrière, 1982).

* Laboratoire Géologie dynamique, U. A. 719, Université des Sciences et Techniques de Lille - 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex - France

** Département de Minéralogie, Université de Genève, 13 rue des Maraîchers - 1211 Genève 4 - Suisse

*** Laboratoire de Stratigraphie - Université P. et M. Curie, Paris VI, 4 place Jussieu - 75230 Paris Cédex 05 - France

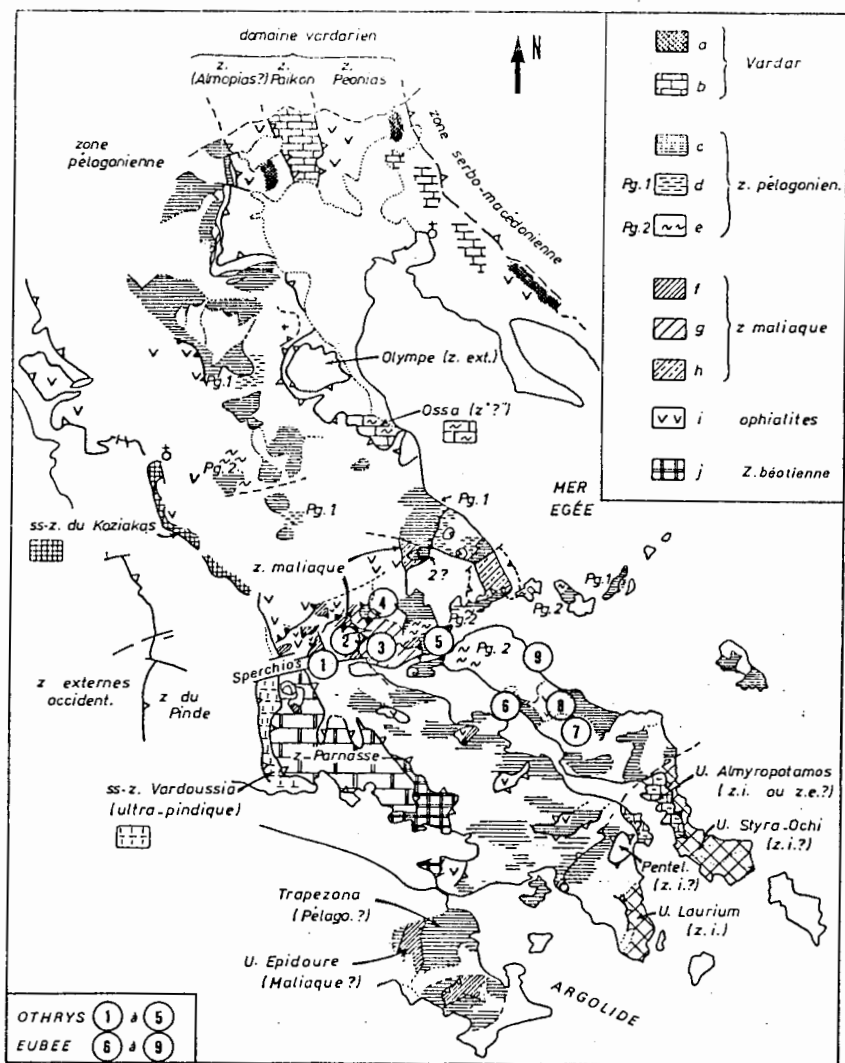


Fig. 1.- Localisation des principales structures paléohelléniques jurassique terminal (Crétacé basal ?) des Hellénides internes.

Vardar - a : faciès pélagiques Trias-Jurassique ; b : faciès néritiques (Païkon...).

Zone pélagonienne - c : calcaires néritiques Trias-Jurassique ; d : schistes et métavolcanites de base ; e : gneiss oeilés (Paléozoïque ?).

Zone maliaque - f : séries distales ; g : séries proximales ; h : séries métamorphiques dites pagasitiques.

i : ophiolites.

j : soubassement du flysch béotien.

B. DESCRIPTION (fig. 2)

Les séries qui nous intéressent sont intégrées dans des édifices tectoniques résultant pour l'essentiel des phases paléohelléniques du Jurassique supérieur (Crétacé basal ?) (Othrys : Ferrière, 1974 ; Eubée : Katsikatos, 1979). De ce fait, les formations pré-ophiolitiques d'une unité donnée sont souvent tronquées au sommet par les unités sus-jacentes, et des unités de faible dimension jalonnent parfois les contacts (unités de roches métamorphiques sous les nappes ophiolitiques, par exemple).

- Série type

En général, au sein des formations pré-ophiolitiques, nous pouvons distinguer deux sous-ensembles :

- une formation de base essentiellement pélito-radiolaritique, dite "formation pré-ophiolitique de base" ;

- une formation supérieure d'aspect plus ou moins chaotique, à blocs exotiques dite formation volcano-détritique ou Volcano-Détritique.

Ces formations sont essentiellement pélito-siliceuses et peu carbonatées (mis à part certains blocs ou certaines intercalations de calcarénites).

Les blocs exotiques se révèlent être en fait, en Othrys comme en Eubée, des corps résédimentés (olistolites *s.l.*). Certains de ces blocs sont nettement hors de leur milieu de formation : c'est le cas pour des corps de roches sédimentaires (calcaires...) ou de roches magmatiques (péridotites serpentinitées, rares gabbros, par exemple). Cependant, cette distinction devient plus difficile à faire dans d'autres cas, notamment pour les "corps" radiolaritiques ou certains ensembles de pillow-lavas (la quasi-totalité de ces derniers semble néanmoins constituer des olistolites).

En Othrys comme en Eubée, deux origines pour ces blocs paraissent dominer : 1. une origine ophiolitique : "filonien" et pillow-lavas surtout, gabbros et péridotites, moins bien représentés, surtout en Eubée ; 2. une origine à partir de séries sédimentaires pélagiques telles que les séries maliaques d'Othrys ; les olistolites proviendraient surtout des séries distales (les plus pélagiques) et en très faible proportion des séries proximales (bordure de la plate-forme).

- Variations

Outre des variations à l'intérieur même des formations pré-ophiolitiques, d'origine tectonique pour certaines (cf. fig. 2), il faut noter l'existence, sous ces formations, de soubassements différents : soit de type plate-forme (Pélagonien), soit de type "pélagique" profond (Maliaque *s.l.*). La répartition du Volcano-Détritique n'est d'ailleurs pas homogène, notamment sur les séries pélagiques (cf. *infra*, chap. II, A).

II. CARACTERISTIQUES LITHOLOGIQUES : COMPARAISON

A. REMARQUES SUR LA NATURE DES SOUBASSEMENTS DES FORMATIONS PRÉ-OPHIOLITIQUES

Alors qu'en Othrys on note l'existence de soubassements triasico-jurassiques diversifiés sous les formations pré-ophiolitiques (Maliaque proximal riche en calcarénites redéposées et Pélagonien néritique), en Eubée affleurent surtout, à la base de ces formations, des séries carbonatées de plate-forme de type pélagonien.

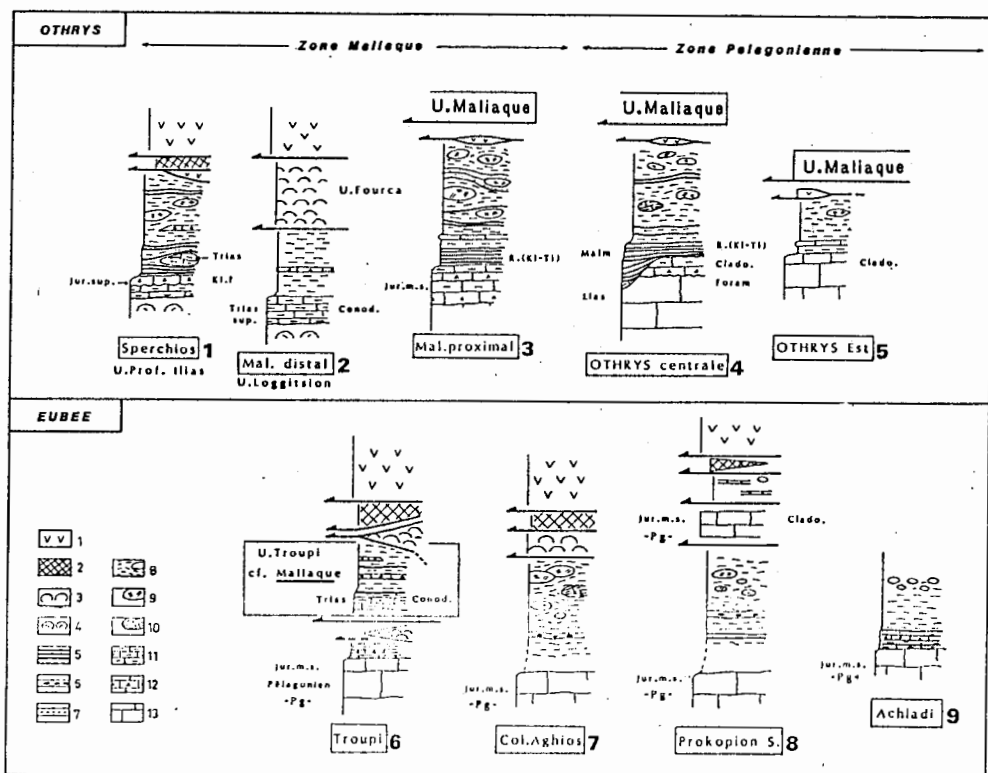


Fig. 2.- Colonnes lithologiques schématiques des formations pré-ophiolitiques d'Othrys et d'Eubée. (Sans échelle précise : chaque colonne est d'ordre hectométrique à pluri-hectométrique, sauf Achladi 30 m environ).

1 : ophiolites ; 2 : semelle métamorphique des ophiolites ; 3 : pillow-lavas ophiolitiques ; 4 : pillow-lavas triasiques ; 5 : radiolarites ; 6 : conglomérats ; 7 : grès, greywackes ; 8 : formation périto-siliceuse à blocs ; 9 et 10 : blocs - 9 : blocs de roches éruptives surtout ophiolitiques ; 10 : blocs de calcaires siliceux triasiques (Maliaque ?) - 11 : calcaires siliceux "pélagiques" ; 12 : calcarénites ; 13 : calcaires massifs pélagoniens.

Les numéros de référence des colonnes (1 à 9) sont reportés sur la figure 1.

Quelques unités à série triasico-jurassique pélagique sont cependant connues en Eubée (ex. Troupi ; Ferrière, 1982 et fig. 2), mais le "Volcano-Détritique" chaotique est pratiquement absent dans ces unités, comme sur les unités les plus océaniques d'Othrys (U. de Loggitsion).

Interprétations

1. Absence d'unités à série maliaque proximale en Eubée

Elle peut s'expliquer en faisant intervenir des processus tectoniques particuliers et complexes, mais il semble raisonnable de considérer que ces séries étaient peu représentées au niveau même du bassin de sédimentation. Les turbidites calcaires qui constituent l'essentiel des séries maliaques "intermédiaires" définies en Othrys sont en effet liées à des cônes sous-marins dont la répartition peut être discontinuée.

2. Répartition du Volcano-Détritique en fonction de la nature des soubassements

Le fait que le Volcano-Détritique à blocs exotiques soit surtout développé sur les séries pélagiennes ou maliaques proximales (Othrys) et non sur les séries les plus "océaniques", en Eubée comme en Othrys, confirme qu'il s'agit là d'un mécanisme fondamental.

Cela suppose que dès les premiers stades de tectonisation de la lithosphère océanique, les séries les plus pélagiques de la marge pélagonomaliaque ont été très vite tectonisées avec les unités ophiolitiques, alors que les séries maliaques proximales ont été le siège, avant leur tectonisation, d'une sédimentation détritique durable provenant de ces nappes (voir Ferrière, 1982 ; fig. 340).

3. Remarques sur l'Argolide

En Argolide (Vrielynck, 1978 ; Baumgartner, 1985), s'il existe à la fois des séries triasico-jurassiques de type pélagonien néritique et de type "maliaque" pélagique, ces dernières paraissent être proximales (sédimentation carbonatée épaisse, présence de turbidites calcaires...).

Comme en Othrys, ces deux types de séries supportent de puissantes formations volcano-détritiques (Formations de Dhimaina et de Potami ; Baumgartner, 1985).

B. LES FORMATIONS PRE-OPHIOLITIQUES D'EUBÉE ET D'OTHRYS : COMPARAISON

1. Les formations périto-radiolaritiques

Le caractère péritique de ces formations, ainsi que leur épaisseur, paraissent être plus développés en Eubée qu'en Othrys où s'observent parfois, directement sur les calcaires néritiques ou pélagiques, des radiolarites assez pures.

Les études de Radiolaires (en cours) apporteront certainement des indications quant à l'âge d'apparition de ces formations dans les deux secteurs. En Argolide, l'apparition de ces niveaux radiolaritiques est plus précoce sur les séries pélagiques (Bathonien) que sur les séries néritiques (Oxfordien), ce qui paraît logique (Baumgartner, 1985).

2. Les formations à blocs exotiques (Volcano-Détritique s.s.)

a) Vue d'ensemble

Le Volcano-Détritique d'Eubée centrale apparaît en première analyse plus épais et d'aspect moins chaotique que celui d'Othrys centrale. Les passées conglomératiques à galets pluricentimétriques sont moins fréquentes en Othrys qu'en Eubée où elles peuvent mettre en évidence une certaine stratification même s'il existe par ailleurs des blocs et des lentilles conglomératiques.

Si la diversité des blocs observés semble globalement comparable en Othrys et en Eubée, en revanche, pour un volume donné de terrain, l'hétérogénéité au niveau des blocs est plus importante en Othrys. Ceci pourrait être dû à une plus grande dilution du matériel en Eubée en raison d'un taux de sédimentation supérieur en pélites (matrice) dans ce secteur.

b) Nature et origine de la matrice

La matrice du Volcano-Détritique est essentiellement pélito-siliceuse et de couleur lie-de-vin dans les deux secteurs étudiés. Elle paraît être moins homogène en Othrys où l'on note la présence de matrices greywackeuses ou même serpentineuses, rares il est vrai. En Eubée dans le secteur du col d'Aghios, des écailles de serpentinites disloquées tectoniquement simulent de telles matrices serpentineuses.

Origine : s'il est logique de penser qu'une partie des pélites, et plus particulièrement des argiles, peut provenir d'une évolution pédogénétique développée sur les unités ophiolitiques charriées, il ne faut pas oublier qu'une grande partie de ces charriages s'est effectuée en milieu aqueux (abondance d'olistolites..). En outre, l'existence depuis le Norien, de formations pélitiques rouges, épaisses, dans les séries maliaques les plus "océaniques" (U. de Loggitsion) conduit à penser qu'une grande partie de la matrice du Volcano-Détritique résulte de la "resédimentation" de ces pélites argileuses (cf. analyses des argiles et discussion *in* Ferrière, 1982). Ce raisonnement s'applique aussi bien au secteur de l'Othrys qu'à celui de l'Eubée où la série maliaque de Troupi révèle de telles pélites argileuses au Jurassique.

c) Nature et origine des blocs exotiques (olistolites)

En Eubée comme en Othrys, les ensembles resédimentés (olistolites s.l.) sont essentiellement des corps sédimentaires de faciès pélagique et des roches magmatiques. Parmi les olistolites sédimentaires, on note surtout la présence de calcaires siliceux triasiques, de radiolarites, de grès à éléments ophiolitiques (volcaniques en particulier), et en Eubée plus particulièrement, de conglomérats à éléments de calcaires parfois siliceux et de microconglomérats à éléments ophiolitiques. Les olistolites de roches magmatiques sont principalement constitués de roches effusives (pillow-lavas, laves massives...).

Les olistolites proviennent incontestablement des unités paléohelléniques charriées, mais pas de toutes ces unités : l'essentiel provient des unités ophiolitiques et des unités maliaques les plus océaniques (cf. série de Loggitsion en Othrys).

Parmi les ensembles de pillow-lavas resédimentés, on note à la fois la présence, en Othrys, de pillows ophiolitiques et de pillows triasiques des séries maliaques ; il semble qu'il en soit de même, mais de manière

moins évidente (Simantov et Bertrand, à paraître), en Eubée.

Il convient de relever qu'il n'est pas toujours possible de faire clairement la différence entre corps resédimentés et nappe de charriage indépendante dans le cas des très grands ensembles de pillow-lavas (cf. *infra*).

3. Remarques sur l'Argolide

Les descriptions de Vrielynck (1978) et Baumgartner (1985) montrent qu'il existe de nombreux traits communs entre l'Argolide d'une part, l'Othrys et l'Eubée d'autre part. Outre des précisions d'ordre stratigraphique, le dernier auteur cité met en évidence différents types de formations au sein des formations pré-ophiolitiques :

- les formations siliceuses de base (idem Othrys, Eubée) à lits carbonatés fins ou détritiques parfois ;
- les formations à blocs exotiques au sein desquelles il sépare :
 - . des formations (Dhimaina et Potami) de plus en plus grossières et de plus en plus riches en éléments ou corps ophiolitiques vers le haut, présentes sur les séries les plus proches du "bassin ophiolitique". C'est là l'équivalent du Volcano-Détritique d'Eubée et d'Othrys ;
 - . des brèches (Khandia Breccia) carbonatées et siliceuses, parfois à radiolarites intercalées, dont les éléments proviennent des ophiolites et surtout de la désagrégation de calcaires pélagiques (probablement de l'unité d'Asklipton de type maliaque). C'est là une formation originale inconnue en Othrys et en Eubée.

III. LE DISPOSITIF PALEOHELLENIQUE : COMPARAISON OTHRYS-EUBEE

A. ORGANISATION SPATIALE

Le lien étroit existant entre nappes paléohelléniques et olistolites du Volcano-Détritique fait que l'on ne peut pas faire une étude de ce dernier sans détailler le dispositif paléohellénique.

1. Nature des unités tectoniques représentées

a) Unités maliaques ou d'affinités maliaques

L'un des faits importants est qu'il existe en Eubée une véritable unité tectonique indépendante de faciès pélagique (distal) que l'on peut rattacher aux unités maliaques (Unité de Troupi ; Ferrière, 1982).

Certes, une différence importante existe entre les dispositifs structuraux connus en Othrys et en Eubée puisque l'unité de Troupi est la seule unité de type maliaque clairement définie à ce jour en Eubée. La présence vraisemblable d'olistolites de même faciès dans cette dernière région prouve cependant que de telles unités devaient être bien représentées dans ce secteur, surtout si l'on tient compte du fait qu'une partie des pillow-lavas resédimentés dans le Volcano-Détritique pourrait provenir de ces unités maliaques.

Intérêt : cette observation prouve que la zone maliaque n'est pas un

bassin isolé restreint à l'Othrys, et qu'il existe une homologie entre Othrys et Eubée s'agissant de l'origine des ophiolites.

A ce propos, il est intéressant de noter qu'en Eubée des nappes ophiolitiques supposées supra-pélagoniennes reposent en fait (localement au moins) sur des unités paléohelléniques dont certaines sont de faciès pélagiques (Troupi).

b) Unités pélagoniennes

Le problème qui se pose est de déterminer s'il existe, à côté de séries pélagoniennes paraautochtones (Kandilis...), des unités pélagoniennes paléohelléniques superposées ou des corps resédimentés dans le Volcano-Détritique provenant de telles unités.

S'il existe, sur ou dans le Volcano-Détritique d'Eubée, de nombreux corps plurimétriques de calcaires néritiques (en cours d'étude) dont le caractère olistolithiques est d'ailleurs difficile à prouver, on note aussi la présence d'ensembles carbonatés néritiques puissants, tectonisés, coincés entre un ensemble volcano-détritique de base, constituant probablement la partie supérieure de la série pélagonienne typique présente dans ce secteur, et un ensemble volcano-détritique supérieur isolé tectoniquement, lui-même surmonté par une unité ophiolitique importante et sa semelle métamorphique (col. Prokopion, fig. 2).

L'âge jurassique supérieur de certains de ces calcaires néritiques à *Cladocoropsis* (vallée de Derveni au Sud de Prokopion) pourrait faire penser qu'il s'agit là de récurrences calcaires dans le Volcano-Détritique, mais les observations de terrain (tectonisation évidente) et la présence de blocs exotiques importants dans le Volcano-Détritique situé sous cet masse calcaire conduisent à penser que cette dernière représente plutôt une unité tectonique indépendante.

Intérêt : cet exemple a l'avantage de démontrer que toute unité sédimentaire paléohellénique surmontant du Pélagonien ne correspond pas obligatoirement à une unité maliaque. Par ailleurs, le dispositif décrit n'est pas sans rappeler celui du Vourinos, où l'unité ophiolitique majeure repose sur une unité de calcaires massifs recristallisés (Naylor *et al.*, 1976). On voit donc que l'absence localisée d'unités maliaques à la base d'unités ophiolitiques majeures ne saurait être un argument suffisant pour séparer deux types d'ophiolites, puisqu'en Eubée des séries maliaques existent localement dans un environnement essentiellement pélagonien.

c) Remarques sur l'Argolide

En Argolide, deux types principaux d'unités paléohelléniques sont représentés (Vrielynck, 1978 ; Baumgartner, 1985) : des unités à série de type pélagonien et des unités à séries pélagiques que l'on peut assimiler aux séries maliaques d'Othrys (type de série, position du bassin, etc...) et qui, par leur richesse en carbonates, représenteraient un intermédiaire entre séries maliaques proximales (proches de la plate-forme) et distales d'Othrys, tout en étant plus proches cependant des premières.

Il y a donc là une opposition avec l'Eubée où la série d'affinité maliaque de l'unité de Troupi est beaucoup moins épaisse et proche du type maliaque distal d'Othrys.

Quoi qu'il en soit, ces trois secteurs (Othrys, Eubée et Argolide) sont très certainement homologues s'agissant du contexte ophiolitique originel.

2. Superposition des unités

Que ce soit en Othrys, en Eubée ou en Argolide, au sein du dispositif paléohellénique, les unités pélagiques (maliaques) surmontent toujours les unités néritiques (pélagoniennes) et sont toujours recouvertes par les unités ophiolitiques.

Le mécanisme de mise en place tectonique des ophiolites (obduction) doit donc être, à quelques variantes près, de même nature dans les trois secteurs considérés. Cela n'est pas sans intérêt théorique si l'on remarque que leurs situations géographiques sont assez différentes au sein des zones helléniques internes : position assez externe pour l'Othrys et l'Argolide, relativement interne pour l'Eubée. S'il est peu probable qu'il s'agisse là de bassins différents en raison des ressemblances de faciès et surtout de l'identité des dispositifs structuraux, ces différences de position peuvent être attribuées soit à des particularités paléogéographiques initiales (largeur de la plate-forme pélagonienne variable), soit à l'effet de décrochements transverses (*cf.* celui du Sperchios), soit aux deux effets conjugués puisque l'on sait que certains de ces accidents transverses sont très anciens (triasique pour celui du Sperchios).

B. EVOLUTION DANS LE TEMPS

De telles reconstitutions relativement détaillées ont déjà été tentées en Othrys (Ferrière, 1982) et en Argolide (Vrielynck, 1978 et surtout Baumgartner, 1985). Des résultats comparables ont été obtenus. Il est donc intéressant de voir comment se situent les observations faites en Eubée par rapport à ces travaux.

1. Eléments d'ordre stratigraphique

En Othrys, les niveaux carbonatés situés sous les formations pré-ophiolitiques ont été datés plus ou moins précisément du Malm (Foraminifères, *Cladocoropsis*...). Des niveaux de radiolarites pélitiques ont livré des Radiolaires du Kimméridgien-Tithonique (Ferrière, 1982).

En Eubée, on peut rappeler ici les données de Baumgartner *et al.* (1976) qui signalent des Radiolaires du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur à la base de formations pré-ophiolitiques près d'Achladi. Baumgartner (1985) considère, après révision, qu'il s'agit là de Jurassique supérieur. De nouvelles datations sur Radiolaires (P. De Wever) confirment la présence du Jurassique supérieur et l'absence de Crétacé inférieur dans le Volcano-Détritique.

En Argolide, Baumgartner apporte également des précisions intéressantes grâce aux Radiolaires :

- les radiolarites sommitales (Koliaki chert) des unités pélagiques se seraient déposées du Bathonien jusqu'à la limite Oxfordien-Kimméridgien correspondant au début des formations chaotiques ;

- dans les unités néritiques (pélagoniennes), les radiolarites commenceraient dans la partie supérieure de l'Oxfordien et se termineraient, pour les plus récentes, vers la limite Kimméridgien-Tithonique ; les brèches sus-jacentes (Kandhia Breccia) sont datées du Kimméridgien inférieur-Tithonique inférieur.

Cet auteur montre qu'un certain stade de tectonisation et d'érosion des ophiolites (ultramafites) susceptible de donner des spinelles détritiques, est atteint à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur, l'édifice structural paléohellénique s'achevant au Tithonique.

2. Reconstitution de l'évolution de l'édifice paléohellénique d'après l'analyse lithologique des formations pré-ophiolitiques (Othrys, Eubée)

a) Passage de la sédimentation carbonatée à la sédimentation siliceuse

Ce changement qui se fait de façon assez brutale, notamment dans les séries pélagoniennes, présente les mêmes caractéristiques en Eubée qu'en Othrys. Il peut avoir de multiples causes.

Connaissant la suite des événements dans les Hellénides internes (obduction), il est tentant d'attribuer la cause principale de ce changement aux premières contraintes tectoniques, liées à la mise en place des nappes ophiolitiques, qui seraient transmises à la marge pélagono-maliaque.

Cependant, il est assez difficile d'apprécier si l'apparition des radiolarites, sur les niveaux carbonatés néritiques notamment, résulte surtout d'un enfoncement de cette plate-forme sans modifications majeures de la C. C. D., ou si un relèvement important de la C. C. D. a favorisé ce changement de sédimentation. Il ne faut pas oublier en effet que c'est au Malm que les radiolarites du Pinde prennent toute leur ampleur et qu'une sédimentation siliceuse se développe sur des hauts-fonds pélagiques tels que la zone tridentine dans les Alpes méridionales d'Italie du Nord, loin de toute obduction. Il est par ailleurs très difficile de déterminer quel est l'effet réel, à cette époque, de l'expansion plus ou moins rapide de la lithosphère océanique de laquelle seront issues les nappes ophiolitiques.

b) Les formations volcano-détritiques : les enseignements

Ces formations enregistrent au niveau de la sédimentation l'avancée des nappes paléohelléniques.

Les corps les plus facilement reconnaissables sont, en Othrys, comme en Eubée où ils paraissent rares, les éléments provenant des unités pélagiques (distales) de type maliaque, qui semblent précéder les olistolites typiquement ophiolitiques. Cependant, dans le cas de certains corps effusifs, il est parfois difficile de déterminer s'ils représentent des témoins du volcanisme triasique maliaque ou des pillow-lavas ophiolitiques.

A ce propos, il est intéressant de constater qu'en certains secteurs d'Eubée (col d'Aghios ; secteur de Troupi), des ensembles de pillow-lavas "ophiolitiques" assez typiques apparaissent à la partie supérieure des formations pré-ophiolitiques. Qu'il s'agisse de méga-olistolites ou de nappes S.S., cela montre que les ophiolites d'Eubée se sont mises en place selon un mécanisme général proche de celui que l'on observe en Othrys (cf. unité des pillow-lavas ophiolitiques de Fourca ; cf. Ferrière, 1982). Ce mécanisme peut être soit un décollement dans la séquence de pillow-lavas de la croûte océanique jouxtant la marge continentale, soit une diverticulation au sein de la nappe ophiolitique en cours de migration (voir Ferrière, sous presse).

S'agissant des olistolites sédimentaires, on peut formuler deux remarques :

- il n'existe apparemment pas d'olistolites provenant d'unités pélagiques maliaques proximales en Othrys comme en Eubée où de telles nappes ne sont d'ailleurs pas connues ;

- il pourrait exister des olistolites plurimétriques de calcaires néritiques pélagoniens en Eubée, contrairement à l'Othrys, mais il

s'agit peut-être de restes (klippes ?) d'unités pélagoniennes plus importantes. Les unités pélagoniennes supérieures d'Eubée étant apparemment peu puissantes - beaucoup moins qu'en Othrys-, il n'est en effet pas impossible qu'elles aient été en partie la proie de l'érosion lors de leur mise en place tectonique.

c) Fin de l'évolution

La fin du Volcano-Détritique est marquée par le recouvrement de ce dernier par une nappe de l'édifice paléohellénique mais l'évolution tectonique doit naturellement se poursuivre jusqu'au recouvrement final des séries les plus "externes".

Il est à remarquer qu'en Othrys et en Eubée, des corps ophiolitiques typiques (klippes, écailles ou olistolites de péridotites serpentinisées surtout) apparaissent au sommet des différents ensembles volcano-détritiques alors qu'en Argolide, les séries les plus externes reçoivent principalement des éléments provenant des unités sédimentaires pélagiques. Ceci montre qu'en Argolide, ces unités ont été dégagées à l'avant de la nappe ophiolitique à cette époque (soit tectoniquement, soit par érosion des unités sus-jacentes).

Il convient de relever également, en Othrys (Ferrière, 1982) comme en Argolide (Baumgartner, 1985), qu'une sorte de temps d'arrêt paraît être marqué par les nappes ophiolitiques au moment où elles affrontent les séries pélagiques de bordure de la plate-forme. Sur ces dernières, se déposent en effet de très épaisses formations volcano-détritiques (contrairement aux séries les plus pélagiques d'Othrys et d'Eubée) et les séries volcano-détritiques pélagoniennes ne reçoivent à l'origine que des éléments ophiolitiques (Argolide) ou des éléments des nappes les plus pélagiques (Othrys) mais jamais (Othrys) ou tardivement (Argolide) des éléments de ces unités pélagiques proximales.

IV. CONCLUSIONS

L'étude des formations pré-ophiolitiques d'Othrys et d'Eubée est naturellement intéressante en soi, mais leur étude comparée est encore plus démonstrative.

Alors que les contextes pouvaient paraître assez différents, à priori, contexte essentiellement pélagonien en Eubée, pélagono-maliaque en Othrys, les formations pré-ophiolitiques de ces deux secteurs montrent de très grandes ressemblances : organisation générale (formations siliceuses de base, Volcano-Détritique chaotique au-dessus), nature comparable de la matrice du Volcano-Détritique et de la majeure partie des olistolites (pillow-lavas, corps sédimentaires pélagiques, etc...). En particulier, la présence de corps sédimentaires pélagiques, qui rappellent les séries maliaques, confirme l'existence d'un tel bassin sur la transversale de l'Eubée, ce qui est capital.

Des ressemblances existent également au niveau structural, puisque les formations pré-ophiolitiques sont, en Eubée comme en Othrys, toujours recouvertes tectoniquement par des unités sédimentaires de même faciès ou plus pélagiques que leur propre soubassement ou même directement par les ophiolites. Dans ce dernier cas, en Eubée, et à l'image de l'unité de Fourca en Othrys, il est possible qu'une "unité" de pillow-lavas se trouve à la base de l'édifice ophiolitique constitué par ailleurs, pour l'essentiel, de péridotites.

Ces ressemblances sont telles qu'elles conduisent à admettre que les deux secteurs concernés (Othrys et Eubée) sont homologues vis à vis du phénomène ophiolitique, les différences résultant probablement de variations paléogéographiques locales (développement variable des cônes turbiditiques sous-marins au Jurassique dans le bassin "maliaque", par exemple). Or, dans l'état actuel des connaissances, la possibilité d'existence d'un bassin profond dès le Trias entre Pélagonien et Parnasse, c'est-à-dire sur la transversale de l'Eubée, paraît faible. On est donc amené à situer le bassin qui donnera les ophiolites (bassin maliaque) à l'Est de la zone pélagonienne sur la transversale de l'Eubée, et par suite sur celle de l'Othrys (dispositif comparable), ce qui implique un déplacement d'Est en Ouest des ophiolites.

S'agissant des âges obtenus sur les Radiolaires prélevés dans les formations pré-ophiolitiques d'Eubée, on constate que, comme en Othrys, ces formations se sont déposées au cours du Malm *p.p.* et surtout au Kimméridgien-Tithonique et qu'elles n'atteignent jamais le Crétacé inférieur. Cette observation va à l'encontre de l'hypothèse de Vergely (1984) qui place l'obduction, en Othrys et en Eubée, au cours de la phase JE 2 du Crétacé inférieur, et plaide là encore en faveur d'une phase du Jurassique terminal, comparable à JE 1 de Vergely (1984), caractérisée par des mouvements d'Est en Ouest.

En ce qui concerne les différences entre Othrys et Eubée, on peut rappeler la présence en Eubée d'unités à série carbonatée néritique pélagonienne apparemment intercalées entre des ensembles de type Volcano-Détritique dont l'un (à la base) repose sur une série pélagonienne et l'autre (au sommet) est recouvert par une nappe ophiolitique (Prokopion, fig. 2). Qu'il s'agisse de récurrences calcaires peu déplacées ou de nappes majeures, ce dispositif est intéressant car il rappelle des structures telles que celles du Vourinos (mises en place lors de la phase JE 1 d'après Vergely, *op. cit.*).

Enfin, il faut remarquer que si ces différentes conclusions sont en accord avec celles avancées précédemment par l'un de nous à partir d'études faites en Othrys (J.F.), elles concordent aussi avec les résultats obtenus en Argolide (Baumgartner, 1985). Les nouvelles précisions qu'apporteront les travaux en cours menés par deux d'entre nous (J.S., J.B.) sur les formations pré-ophiolitiques d'Eubée permettront sans doute d'établir définitivement une homologie entre l'Eubée centrale et les deux secteurs cités, Othrys et Argolide.

BIBLIOGRAPHIE

BAUMGARTNER P.O. (1985).- Jurassic sedimentary evolution and nappe emplacement in the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). Ed. by the Comm. For Memorandums of the Swiss Soc. for Nature Research, Basel.

CELET P., FERRIERE J. et WIGNIOLLE E. (1977).- Le problème de l'origine des blocs exogènes du mélange à éléments ophiolitiques au Sud du Sperchios et dans le massif de l'Othrys (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 935-942.

FERRIERE J. (1974).- Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes sub-pélagoniennes (massif de l'Othrys, Grèce continentale). Importance et signification de la période orogénique anté-Crétacé supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVI, 5, p. 543-562.

FERRIERE J. (1982).- Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides internes au niveau de l'Othrys et du Pelion (Grèce). Thèse, Université de Clermont-Ferrand, 1982. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, 1, p. 1-10.

- FERRIERE J. (sous presse).- Nature et développement des ophiolites helléniques du secteur Othrys-Pelion. *Ophioliti* (à paraître). Symposium Nancy, nov. 1984.
- KATSIKATSOS G. (1979).- La structure tectonique d'Attique et de l'île d'Eubée. *Vie Colloq. géol. Aegean Region*, Athènes, (1977), I, p. 211-228.
- NAYLOR A. et HARLE T.J. (1976).- Paleographic significance of rocks and structures beneath the Vourinos Ophiolite, Northern Greece. *J. geol. Soc. London*, 132, p. 667-675.
- SIMANTOV J. et BERTRAND J.- Major and trace element geochemistry of the Central Euboea basaltic rocks (Greece). Possible geotectonic implications. *Ophioliti* (à paraître).
- VERGELY P. (1984).- Tectonique des Ophiolites dans les Hellénides internes (déformations, métamorphismes et phénomènes sédimentaires). Conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales. Thèse, Orsay.
- VRIELYNCK B. (1978).- Données nouvelles sur les zones internes du Péloponnèse (Grèce). Les massifs à l'Est de la plaine d'Argos. Thèse 3e cycle, Univ. Lille. *Ann. géol. Pays hellén.*, 24, 1977, p. 440-462.