

## REGARD PERIPACIFIQUE SUR UNE CHAÎNE TETHYSIENNE: LES HELLENIDES

J. Ferrière\*, M. Bonneau\*\*, F. Thiebault\* et B. Clement\*\*\*

### R É S U M É

Dans cette publication, nous nous proposons:

1) d'attirer l'attention dans les Héliénides sur les phénomènes de subduction-parasubduction (subduction de croûte amincie) au cours du cycle alpin, souvent minimisés au profit des phénomènes de collision, contrairement à ce qui se passe les chaînes péripacifiques;

2) de dégager les diverses possibilités de subduction-parasubduction dans les Héliénides tout en envisageant la crédibilité des différents critères utilisés pour définir ces contextes;

3) de proposer un modèle simple et hypothétique de fonctionnement des Héliénides qui résulterait d'une suite de subductions-parasubductions bloquées successivement (c.f. fig.) à l'image d'autres chaînes téthysiennes (c.f. Himalaya) et même péripacifiques (c.f. Nouvelle Zélande depuis le Permien voire le Cambrien), même si des différences subsistent naturellement avec ces dernières.

### INTRODUCTION

Nous nous proposons de mettre en évidence, au niveau des Héliénides, les contextes géodynamiques qui servent en général de base aux explications de la genèse des chaînes péripacifiques et plus particulièrement les subductions de lithosphères océaniques.

En effet, dans ce type de chaîne (c.f. la Nouvelle-Zélande par exemple; Ferrière, 1987), la plupart des événements orogéniques sont reliés à ces phénomènes de subduction et font intervenir - d'après les interprétations - les éléments géologiques "classiques" dans ces contextes, à savoir: arcs volcaniques, prismes d'accrétion, ou encore failles transformantes ou ophiolites.

Contrairement à ce type de chaîne, les chaînes téthysiennes paraissent beaucoup plus "continentales". Ainsi, dans le cas des Héliénides, il est assez classiques de considérer qu'après l'apparition des principaux bassins au Trias, une obduction voire une collision se produit au Malm dans les zones orientales.

\* Université Sciences et Techniques Lille-F.A.-59655 Villeneuve d'Ascq Cédex (France) et U.A. n° 719 "Tectonique et Sédimentation".

\*\* Université Paris VI-4, place Jussieu - 75252 Paris Cédex (France).

\*\*\*Université Bordeaux I - Avenue des Facultés - 33405 Talence Cédex (France).

L'étape de structuration finale correspondrait à la collision de la nouvelle marge européenne, née précédemment, et de la marge ouest-apulienne, ceci à l'Eocène terminal. Cette collision serait ainsi la cause du développement des principales nappes de charriage observées dans le Hellénides (Aubouin et al., 1979).

Cependant, cela semble un peu trop simple; ainsi, si l'on analyse le dispositif actuel au Sud des Hellénides, on constate qu'il existe entre la Crète et l'Afrique un bassin important (Mer de Libye) à croûte amincie... or, cette lithosphère est en cours de subduction vers le Nord ou le Nord Est et il n'est pas impossible que ce bassin ait pu posséder un véritable fond océanique sur les surfaces importantes (Makris et Rower, 1986; Dercourt et Biju-Duval, 1986).

C'est pourquoi il nous a semblé intéressant d'essayer de rassembler, voire de détecter, les différentes possibilités d'existence de subduction au cours de l'histoire alpine des Hellénides, même si évidemment, la plupart de ces subductions ont déjà été envisagées par d'autres auteurs (cf. par exemple Bonneau, 1982; Dercourt et al., 1986; Jacobshagen, 1986).

Nous proposons également un modèle d'évolution rassemblant les subductions qui nous paraissent les plus fiables. Ceci implique des choix, parfois parmi de nombreuses hypothèses (comme au Jurassique par exemple), alors que des arguments dirimants ne sont pas toujours disponibles.

Naturellement de nombreuses difficultés apparaissent lorsqu'on tente une telle approche, les critères habituels de reconnaissance des subductions paraissant assez ambigus de même que la définition même du terme subduction.

#### DEFINITION ET CRITERES UTILISES

La subduction s.s. correspond classiquement au passage d'une lithosphère supportant une croûte océanique sous une autre lithosphère; alors que la collision apparaît lorsque c'est une lithosphère supportant une croûte continentale qui affronte une autre lithosphère continentale.

Un problème de définition se pose lorsqu'il s'agit d'une croûte intermédiaire, notamment une croûte continentale très amincie qui passe sous une autre lithosphère, de type continental par exemple:

- les termes de Subduction B (Subduction vraie) et A (Subduction de croûte amincie) ont été proposés (Bally et Snelson, 1980);

- d'autres termes pourraient être créés pour désigner ces enfoncements de croûte amincie: subcollision (subduction-collision) ou mieux parasubduction, terme que nous utiliserons par la suite.

A noter que dans l'ensemble du domaine alpin, d'immenses plates-formes perdurant pendant tout le Mésozoïque et le Paléogène n'ont pu avoir qu'une croûte continentale très peu amincie. Elles ont pourtant été charriées sur des distances consi-

dérables (cf. nappe de Tripolitza) sans qu'aucun reste de leur croûte ne puisse être retrouvé; cela correspond typiquement à la Subduction (A) de Amstutz (1981).

- Le crières:

1) Le Plan de Benioff-Wadati défini par les Séismes: valable pour les subductions actuelles;

2) le volcanisme crogénique et notamment andésitique de type calco-alcalin: considéré auparavant comme argument démonstratif par excellence, il semble qu'il faille parfois nuancer le propos (cf. § TRIAS);

3) les granitoïdes: - illustration exemplaire du phénomène de convergence pétrologique, les granitoïdes sont des marqueurs ambigus des contextes géodynamiques dans lesquels ils prennent naissance. Seuls les VAG (granitoïdes andinotypes; Pictcher, 1979, 1982; Harris et al., 1983) seraient caractéristiques des contextes de marges actives;

- les granitoïdes sont donc en eux-mêmes insuffisants pour conclure à l'existence d'un contexte de subduction, d'autant plus que souvent les caractéristiques pétrographiques et géochimiques ne sont pas disponibles;

4) les Schistes bleus et les éclogites: le métamorphisme HP-BT ou H(P/T) s'explique bien par le modèle de répartition des isothermes dans les marges actives, mais de nombreuses observations semblent montrer que ce type de métamorphisme peut se développer dans d'autres contextes notamment ceux de collision et de ce fait, dans celui de "parasubduction" (Subduction A); (cf. pour les Hellénides, Bonneau et Kienast, 1983; Godfriaux et al., 1988).

5) les éléments structuraux, parfois associés aux marges actives, tels que:

a) Les prismes d'accrétion: leur reconnaissance n'est pas évidente car ils sont encore mal connus; certains d'entre eux peuvent cependant nous servir de référence, à savoir celui de la Barbade pour la partie immergée (Beck et al., 1988) ou encore celui de l'île Nord de la Nouvelle-Zélande (Chanier et Ferrière, 1989);

b) les mers marginales: ces bassins en extension diffèrent peu des autres bassins à croûte océanique (ou non) de même taille; on peut s'attendre cependant à ce qu'ils soient riches en éléments volcaniques, lesquels disparaissent d'ailleurs facilement par altération;

6) la présence de témoins de croûte océanique dans le bassin entrant en "sous-charriage" est évidemment un argument essentiel pour conclure que l'on a affaire à une subduction vraie. Il reste alors à déterminer s'il s'agit là d'une croûte océanique en place ou de corps ophiolitiques antérieurement obductés voire remaniés sous forme d'olistolites.

- Signification des crières observés

Si le volcanisme orogénique est en général bien daté, il ne semble pas qu'il y ait une relation simple entre ces événements et le processus de subduction quant à leur chronologie respective. Ainsi il faut un certain temps pour que le

volcanisme s'exprime après le début de la subduction (9 à 10 Ma pour la subduction hellénique actuelle semble-t-il), et inversement alors que la collision peut avoir débuté, le volcanisme lié à la plaque subductée peut se poursuivre (cas possible pour la subduction hellénique actuelle).

Le problème est encore plus complexe lorsqu'il s'agit de processus endogènes. Nous considérerons que les plutons granitiques montent assez rapidement pour donner des âges proches de leur formation, ce qui nous conduira à admettre un décalage entre le début de la subduction et la production de ces plutons comparable à celui qui existe pour les phénomènes volcaniques, à savoir plusieurs millions d'années. Pour les "Schistes bleus", l'âge obtenu est probablement celui de la remontée de ces schistes. Pour que les paragenèses puissent être préservées, on doit envisager des remontées rapides de ces schistes bleus, ce qui doit être le cas lorsque la subduction se bloque et que commence la collision. L'âge obtenu sur les "schistes bleus" devrait donc correspondre dans la plupart des cas à celui de la fin de la subduction.

L'éloignement des unités HP-BT des affleurements volcaniques et magmatiques associés à la même subduction peut surprendre au premier abord: cependant outre les tectoniques ultérieures qui peuvent avoir joué, il faut avoir présent à l'esprit que les schistes bleus dépourvus d'éclogites se sont formés vers environ 10-30 km de profondeur (45 km pour les éclogites??) alors que le volcanisme naît au niveau de la plaque subductée vers (au moins) 100 km de profondeur (c.f. 0-30 Ma par exemple).

## 1. LES SUBDUCTIONS RECENTES DANS LES HELLENIDES (0-30 MA).

### A. UNE SUBDUCTION ACTIVE: LA SUBDUCTION HELLINIQUE OU EST-MEDITERRANEE (0-13 MA).

Cette période est curieusement une de celles qui posent le plus grand nombre de problèmes, probablement pour deux raisons:

- la multiplicité des données et les explications divergentes que les auteurs en tirent;
- l'extrême complexité tectonique due à la création simultanée de l'arc égéen et des bassins associés (Egée, Mer de Crète).

1. Critères de reconnaissance: deux critères fondamentaux peuvent être retenus: - la répartition des séismes qui définissent plus ou moins bien un plan de Benioff-Wadati; - la nature et la distribution du volcanisme associé: typiquement orogénique il dessine un arc situé à environ 1890 km de la fosse de subduction avec notamment les édifices actifs de Santorin, de Milos et de Methana.

#### 2. Caractéristiques de la subduction:

a) Nature de la croûte subductée. Il s'agit de la croûte de la mer de Lybie (ou de la Mésogée mésozoïque) (Biju-Duval et Dercourt, 1980), dont la nature est mal

définie. Pour certains, il s'agit localement au moins d'une véritable croûte océanique recouverte de sédiments épais, pour d'autres d'une croûte amincie. Il est à remarquer cependant que les phénomènes qui accompagnent cette subduction, tel le volcanisme, sont assez typiques et que la croûte déjà subductée est probablement proche d'une croûte océanique, même si cela n'a aucune signification pour la partie restante de la mer de Lybie (communication orale, Finetti et al., même congrès).

b) Géométrie du dispositif de subduction. L'arc volcanique est relativement continu dans sa partie méridionale (entre la Turquie et Athènes) mais des provinces volcaniques quaternaires isolées existent au NW: c'est le cas de la province dite de Volos-Atalanti. Pour Fytikas et al. (1985), il s'agirait là d'un volcanisme indépendant de l'arc bien que de type orogénique.

Il faut remarquer que l'absence de volcanisme entre Athènes et Atalanti-Volos correspond à la transversale sur laquelle est présente (à l'affleurement) la zone du Parnasse (Ferrière, 1982), ce qui peut entraîner des difficultés soit pour la montée du magma, soit même pour le développement d'une zone de Benioff normale à ce niveau puisque celle-ci ne semble pas exister sous le secteur Atalanti-Volos (Cominakis et Papazachos, 1980).

La "chaîne Est-Méditerranéenne": cette chaîne, présente au cœur de la Méditerranée orientale, montre des caractères d'"accrétion" de sédiments post-paléozoïques décollés de leur soubassement (communication orale, Finetti et al. même congrès). Sa partie centrale serait en collision avec la marge africaine contrairement à ses deux extrémités où la convergence est encore libre (Subduction en cours côté ouest notamment).

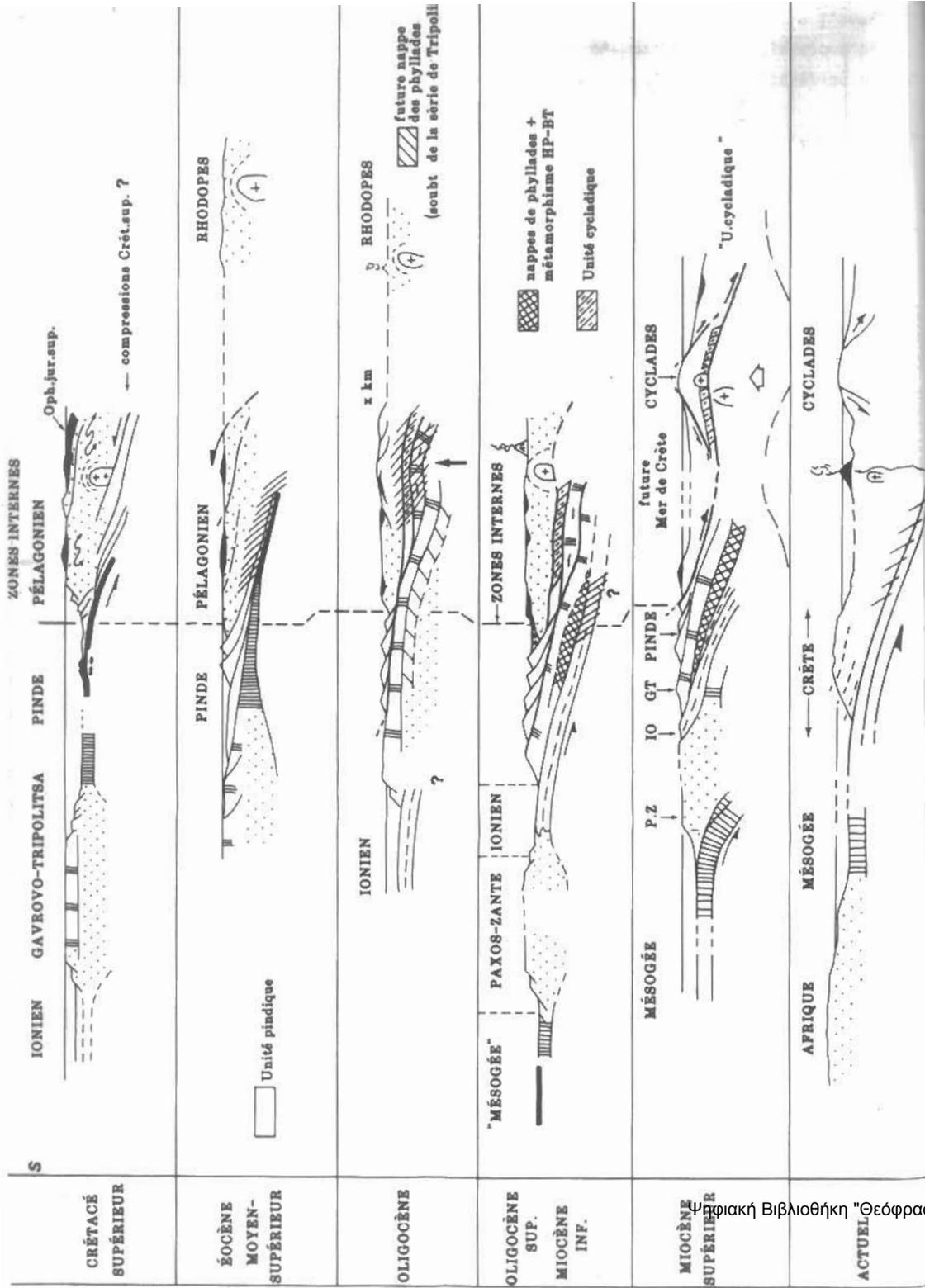
Ainsi la subduction déjà broquée au Nord des Hellenides serait en voie de blocage au Sud (début de collision) alors que le volcanisme afférent à la Subduction de la Méditerranée orientale - Mésogée est relativement récent (0-3 Ma).

c) Début de fonctionnement de la subduction. Les âges obtenus sur les roches volcaniques de l'arc sont très récents et cantonnés pour l'essentiel dans le quaternaire (c.f. Fytikas et al., 1985).

Le Pichon et Angelier (1979), tenant compte entre autres d'une vitesse de subduction raisonnable, du pendage de la portion de lithosphère subductée et de la profondeur où se produit la fusion nécessaire à la création de l'arc volcanique récent, considèrent que la subduction a dû commencer vers 12 Ma soit la partie moyenne du Miocène.

3. Bilan. Il s'agit là d'une subduction assez typique: par les séismes, le volcanisme et peut-être par voie de conséquence la nature de la croûte subductée (subduction B probable passant à une subduction A - parasubduction - au cours du temps?).





Quoiqu'il en soit, ces granitoïdes doivent correspondre à un événement géodynamique important; il est tentant de relier ces plutons à des granitoïdes de fin de collision ou à des phénomènes de type "subduction" s.l. Cependant, il existe un écart du point de vue géographique assez important entre la province volcanique du Miocène inférieur et moyen (13-23 Ma) (c.f. supra) par exemple et les plutons de même âge. Un début d'explication peut être proposé: ce volcanisme, traversant des séries de type pélagonien, pourrait avoir été dissocié des granitoïdes sous-jacents et transporté vers le Nord par le grand détachement à pendage Nord mis en évidence dans les Cyclades au Nord (Bonneau et al., 1989; Faure et al., à paraître).

Un autre groupe de granites récents est présent dans les Rhodopes mais les âges obtenus sont en moyenne plus anciens (26 à 43 Ma) même si de rares âges de 15 Ma sont signalés (Dür et al., 1978). Le volcanisme orogénique oligocène est d'ailleurs assez proche de ces plutons granitiques. Si l'on tient compte du fait que les Rhodopes appartenaient, jusqu'à cette période, à la Plaque Eurasiatique, il n'est pas impossible qu'une autre logique soit à rechercher pour ces événements, d'autant plus que les directions structurales observées sont relativement différentes des directions helléniques classiques.

## 2. Bilan.

a) Présence d'une subduction entre 12 et 30 Ma? L'existence d'unités à métamorphisme de type HP-BT (Phyllades) de cet âge est l'argument principal concernant l'existence d'un tel processus.

L'éloignement de ces unités "HP-BT" des affleurements volcaniques d'âge 13-23 Ma, eux-mêmes dissociés de la zone des granites d'âge comparable, peut trouver des débuts d'explications (c.f. supra) mais cela reste malgré tout un point obscur dans l'hypothèse de l'existence de cette "subduction s.l.)."

b) Caractéristiques de la "subduction".

- Nature de la croûte subductée.

L'attribution des métatholéïtes, d'âge inconnu, de la nappe des phyllades à des lambeaux de croûte océanique et à un volcanisme de type MORB est très discutable (Thiébaud, 1990). Les autres témoins éventuels de croûte océanique sont quasiment absents de la nappe des phyllades (quelques corps de serpentines malgré tout).

Par ailleurs, le volcanisme cénozoïque est moins basaltique et plus potassique en général au Miocène inférieur-moyen que le volcanisme quaternaire (Fytikas et al., 1984), mais cela pourrait être dû à l'épaisseur de la croûte traversée (la partie Sud de l'Égée est actuellement très amincie).

En conclusion, aucune preuve déterminante ne permet d'affirmer qu'il y ait eu à cette époque subduction d'une véritable croûte océanique. Le fait que le métamorphisme HP-BT observé soit assez faible (absence d'éclogites) conduit

également à privilégier l'hypothèse de l'enfoncement d'une croûte amincie, c'est-à-dire d'une Parasubduction (cf. métamorphisme des Alpes franco-italiennes d'âge Eocène supérieur - Oligocène inférieur par exemple).

- Position de la zone "subductée".

La position structurale des unités de type "Phyllit-Quartzit" (HP-BT) implique que la zone affectée par ce métamorphisme corresponde soit au soubassement de la zone de Gavrovo-Tripolitza, soit à la série ionienne.

Bien évidemment, cette hypothèse laisse la possibilité d'envisager à la même époque d'autres événements géodynamiques plus ou moins comparables comme ce pourrait être le cas dans les Rhodopes par exemple.

La durée du processus de Subduction-Parasubduction est difficile à définir. Si l'on ne tient compte que du volcanisme d'âge 13-23 Ma et des granitoïdes (9-25 Ma), une subduction débutant vers 30 Ma et se bloquant vers 9 à 15 Ma est envisageable.

## II. L'UNITÉ DES "SCHISTES BLEUS CYCLADIQUES" (45 Ma): UNE SUBDUCTION PINDIQUE?

Différents auteurs ont déjà proposé de relier ces "schistes bleus" à des phénomènes de subduction (Altherr et Seidel, 1977; Aubouin et al., 1977; Bonneau, 1982; etc...).

C'est Blake et al. (1981) qui ont fait de cet ensemble une Unité à part entière. Ses limites occidentales, notamment en Attique, sont mal définies. On sait qu'elle est charriée grâce aux fenêtres d'Almyropotamos, de l'Olympe et de Samos, (Katsikatsos, 1970; Papanikolaou, 1979).

### 1. Les critères en faveur d'une subduction.

a) Les "schistes bleus" cycladiques. Cet ensemble regroupe d'importants affleurements de terrains métamorphiques plus ou moins alignés selon un axe de direction dinarique (NNW-SSE) entre l'Olympe au Nord et les Cyclades au Sud; les dernières vergences synmétamorphes sont ENE-WSW, au moins dans sa partie Ouest.

Le métamorphisme H(P/T) est important surtout au Sud où l'on observe des éclogites.

L'âge du métamorphisme semble compris entre 38 et 55 Ma. En fait, il est probablement plus proche de 45-50 Ma, les âges les plus récents étant des âges intermédiaires dus à un réchauffement vers 25 Ma (Maluski et al., 1987).

b) Autres critères. - Le volcanisme: un peu de volcanisme orogénique est connu au Nord des Hellénides à l'Eocène supérieur (Fytikas et al., 1985). Les témoins le plus anciens du volcanisme oligocène des Rhodopes (env. 30 Ma) pourraient à l'extrême rigueur en être en témoin tardif, mais l'écart chronologique semble malgré tout important.

- Les granitoïdes: le problème est un peu le même pour les granitoïdes des Rho-

dopes (âges autour de 30 Ma). On pourrait admettre à la rigueur qu'il ne s'agit pas là que d'un âge "de blocage" des réseaux. Un fait paraît cependant surprenant pour ces granites, leur orientation structurale étant tout à fait différente de celle des "schistes bleus cycladiques".

### 2. Caractéristiques de la subduction envisagée.

a) Nature de la croûte subductée. On ne connaît pas dans les Hellénides de nappes ophiolitiques obductées à l'époque considérée (Eocène). Les tentatives en ce sens correspondent à notre connaissance à des interprétations erronées (cf. Jacobshagen et al., 1977).

Les séries ayant subi le métamorphisme H(P/T) sont de plusieurs types: - au Sud (Cyclades et Eubée du Sud), on observe des formations schisteuses à blocs éclogitisés représentant des corps ophiolitiques resédimentés; ces formations reposent sur des ensembles plus carbonatés de différentes natures: pour partie pélagiques en Eubée (Unité de Styra) ou néritiques, accompagnés de bauxites, dans les Cyclades;

- au Nord (Thessalie), les "schistes bleus" d'Amelakia (Schmitt, 1983) et de Makrinitza (Ferrière, 1982) ne résistent pas ce type de "mélange". On y rencontre surtout des passées de metabasites et peut-être de rares corps ophiolitiques (en klippe?) dans la Formation d'Amelakia. Les ensembles regroupés dans l'Unité des schistes bleus sont donc quelque peu différents du point de vue de leur signification paléogéographique.

On peut noter que dans les Cyclades, les unités le plus externes (Kifnos, Kea) sont les moins métamorphiques et les moins riches en carbonates (presque uniquement métapelites) tandis que les plus internes (cf. Naxos) sont les plus métamorphiques et les plus néritiques. Cela pourrait faire penser à un prisme d'accrétion (Blake et al., 1983); ce qui n'est pas en désaccord avec la présence de mélanges à blocs ophiolitiques. Quand on sait que les schistes bleus cycladiques et thessaliens occupent dans l'édifice une position structurale, entre nappes pélagoniennes au-dessus, et de Gavrovo-Tripolitza audessous, qui est celle que l'on attend pour les Unités pindiques, il est tentant de penser qu'on a là les témoins de la subduction de l'ensemble pindique, que celui-ci ait une croûte continentale très amincie ou plus probablement, pour partie au moins, une véritable croûte océanique selon le schéma déjà évoqué par Bonneau (1982), ne serait-ce qu'au Sud des Hellénides.

Il faut cependant remarquer qu'en Thessalie par exemple, le faciès H(P/T) affecte des unités structurales très élevées, telles que le Crétacé des Unités pélagono-maliaques, même s'il ne s'agit là que de crossite-phengite (ex. du Sud Pelion; Ferrière, 1982). Cela suppose une surcharge que l'on ne connaît plus actuellement, qui a dû participer de façon non négligeable à la réalisation des pressions nécessaires pour obtenir ces faciès HP/BT, développés dans des unités

...épaisse continentale et donc dans un contexte comparable à une collision (Godfriaux et al., 1988) même si une subduction plus classique est envisageable à l'extrême base du dispositif.

b) Géométrie. La subduction (A ou B) évoquée correspondrait à la subduction de la bordure orientale du bassin pindique sous l'élément de plate-forme le bordant à l'Est, à savoir le plus souvent le domaine pélagono-maliaque. Au niveau des Cyclades, c'est la marge elle-même qui aurait été subductée (présence de bauxites jurassico-crétacées).

Un problème se pose au niveau de la transversale du Parnasse: s'agit-il à ce niveau de l'enfoncement de la croûte pindique sous le Parnasse ou de la croûte du bassin béotien, situé plus à l'Est, sous le Pélagono-maliaque? cela expliquerait peut-être la présence des bauxites dans certaines unités.

c) Durée. Pour Bonneau (1982), cette subduction aurait débuté au Crétacé et se serait poursuivie jusqu'à la fin de l'Eocène. Ce phénomène pourrait être diachronique à l'échelle de la Grèce.

Les phénomènes associés ne nous renseignent guère sur sa durée éventuelle.

La principale discordance post-crétacée dans les zones internes helléniques étant de l'Eocène moyen-supérieur, les âges observés pour le métamorphisme schistes bleus (env. 45 Ma) pourraient correspondre à cet événement tectonique qui correspondrait en fait au début de la collision entre l'ensemble orientale pélagono-rhodopien et la bordure apulienne de l'époque à savoir la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza. Les "Schistes bleus" observés correspondraient bien aux derniers ensembles formés juste avant la collision qui aurait pour conséquence de les faire remonter rapidement.

### 3. Bilan.

L'ensemble des "schistes bleus thessalo-cycladiques" est de par son ampleur et son intensité le reflet d'un événement géodynamique majeur.

Il est vraisemblable que cet événement corresponde à la disparition progressive du bassin pindique (c.à.d. position structurale des unités de type HP/T) sous les domaines plus internes ou de tout autre bassin en bordure ouest-pélagonienne.

Il n'est pas possible d'affirmer qu'il s'agissait là d'une subduction typique de croûte océanique (subduction B) dans la mesure où certaines observations plaident en faveur d'une hypothèse différente; ainsi: - on ne retrouve pas de témoins certains de cette croûte océanique, encore que certaines klippes ophiolitiques sont présentes entre l'unité pélagonomaliaque (au-dessus) et les unités de type Gavrovo-Tripolitza (à la base) (c.à.d. supra); - le métamorphisme H(P/T) se développe jusque dans les Unités structurales les plus hautes de l'édifice connu (ex.: Pélagonien).

D'autres caractères en revanche conduisent à envisager une telle subduction vraie, notamment la nature des séries pindiques caractéristiques d'un bassin bien différencié et profond, dont le soubassement n'existe plus à l'affleurement. La présence de mélanges à corps ophiolitiques résédimentés ne s'oppose pas à cette dernière hypothèse mais d'autres hypothèses peuvent être également retenues pour les expliquer (blocs résédimentés des ophiolites du Malm, etc...).

Une fois encore il semblerait que le domaine le plus méridional présente des caractères plus marqués que le domaine septentrional à moins que les unités affleurant au Nord ne soient des Unités différentes de celles du Sud, situées plus haut dans l'édifice que ces dernières, ce qui expliquerait à la fois leurs différences "paléogéographiques" et les différences d'intensité au niveau des transformations métamorphiques.

## III. LE CRETACE: CALME OU SUBDUCTIONS?

Bien qu'il s'agisse d'une période supposée relativement calme (c.à.d. Crétacé supérieur surtout), certains auteurs ont envisagé l'existence de subductions à cette époque: - celle du Pinde sous le domaine plus oriental (Bonneau, 1982); - celle d'un bassin océanique en position Est-pélagonienne sous une plate-forme plus orientale au niveau de l'Argolide (Clift et Robertson, 1989).

### A. UNE SUBDUCTION PINDIQUE DES LE CRETACE SUPERIEUR?

#### 1. Critères de reconnaissance.

- La présence de granitoides et de roches métamorphiques, dans une unité en position actuelle pélagonienne (la nappe de l'Asteroussia), (c.à.d. Bonneau, 1982), datés de 70 MA, en Crète (Bonneau, 1973; Seidel et al., 1981) et dans les Cyclades (Reinecke et al., 1982; Maluski et al., 1987) pourrait être un argument en faveur d'un tel processus, cependant le caractère HT des roches métamorphiques associées n'est pas particulièrement probant.

- L'existence d'éventuels témoins d'un métamorphisme HP-BT d'âge crétacé en Eubée (Bavay et al., 1980) et à Syros (Bonneau, 1982) dans l'Unité des Schistes bleus cycladiques n'a pas été confirmée (Maluski et al., 1987).

#### 2. Bilan et caractéristiques de la subduction éventuelle du Pinde au Crétacé.

Les divers arguments avancés et notamment les plus fiables, s'agissant de cette subduction, concernent uniquement les Hellénides les plus méridionales à proximité du passage avec les Taurides où comme on le sait se mettent en place au Crétacé supérieur des nappes ophiolitiques majeures. Il n'est pas impossible que l'on soit là au niveau d'un secteur non représentatif de l'ensemble des Hellénides, même si l'on sait que le calme qui règne au Nord n'est qu'apparent (c.à.d. par exemple Bonneau et al., 1988).

Il ne serait pas impossible d'ailleurs qu'un diachronisme important puisse exister entre le Nord et le Sud des Hellénides s'agissant du début de cette subduction pindique supposée.

#### B. UNE SUBDUCTION A L'EST DU PELAGONIEN D'AGE CRETACE SUPERIEUR-EOCENE?

##### 1. Crières de reconnaissance.

Pour la subduction Est-pélagonienne d'Argolide (Clift et Robertson, 1989):

- le développement de laves recouvertes de sédiments crétacés d'affinité -au moins pour partie- océanique; - la présence d'un ensemble important de flysch débité en écaillés où s'intercalent parfois ces laves, qui aurait valeur de Prisme d'Accrétion. - Autres crières: pas de volcanisme ou de granites cités en soutien de cette hypothèse.

##### 2. Caractéristiques.

La zone de subduction supposée se ferait à l'Est du Pelagonien sous un "bloc" qui occuperait donc la position du Païkon.

#### C. BILAN.

L'existence de subductions crétacées (supérieur) repose sur des arguments assez ténus, sauf en Crète peut-être.

On sait que les mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Eurasie se modifient au cours du Crétacé, de décrochant ils deviennent plus ou moins Nord-Sud (rapprochement); il y a là une possibilité de ralentissement des subductions dinariques qui deviendraient plus actives en revanche dans les secteurs d'orientation différente, ce pourrait être le cas au Sud des Hellénides même si l'on sait qu'une grande partie de la courbure de l'Arc hellénique a été acquise récemment (Angelier, 1979; Kissel et Laj, 1989).

#### IV. JURASSIQUE: UNE VERITABLE CROUTE OCEANIQUE SUBDUCTEE (?) (140-150).

De nombreux auteurs ont envisagé l'existence de subduction(s) au cours de cette période jurassique soit à l'Est du Pélagonien, avec un plongement vers l'Est (Mercier et al., 1977; Boillot, 1977; Ferrière, 1982) ou même vers l'Ouest, soit à l'Ouest du Pélagonien avec un plongement vers l'Est (Smith et al., 1979) ou même vers l'Ouest (cf. Jones et Roberson, même congrès).

##### 1. Critères de reconnaissance.

a) Le volcanisme: un volcanisme d'arc assez typique (nature et diversité des produits émis) est présent dans la série du Païkon au Malm. Cela fournit un certain nombre de contraintes, quant à la profondeur de la plaque subductée sous le Païkon par exemple.

b) Les granitoïdes: des granites existent à l'Est du Païkon; les datations radiométriques indiquent également le Jurassique supérieur (Dürr et al., 1978).

c) L'environnement: on note la présence de formations ophiolitiques témoins de l'existence de croûte océanique à l'Ouest du Païkon (future zone d'Almopias) mais aussi à l'Est (Peonias). L'ouverture de ces bassins, triasiques très probablement (Staïfs et Ferrière, même congrès) ne semble pas être liée à l'initiation de la subduction sous le Païkon qui paraît être plus récente (Malm).

d) Le phénomène d'obduction: certaines hypothèses relatives à l'obduction impliquent l'existence d'une subduction corrélative (ex.: Coleman, 1972; Davies, 1977; Nicolas et Le Pichon, 1980) associée à des écaillages successifs au sein de la croûte océanique - ce dont témoignerait la semelle métamorphique des Ophiolites (Spray et al., 1985) - avant la phase finale de l'obduction.

e) Le métamorphisme associé: le métamorphisme H(P/T) ne semble pas être très développé pendant cette période. Il n'est bien représenté qu'à Gavdos et en Crète (unité de Kalipso) où il est daté de 150 Ma (Vicente, 1972; Seidel et al., 1976). Des témoins d'un tel métamorphisme existent également dans la série du Païkon (Baroz et al., 1987) sans que le contexte structural associé soit particulièrement bien connu.

##### 2. Bilan et caractéristiques de la subduction d'âge jurassique.

a) Nature de la croûte: l'environnement montre que la croûte subductée est très certainement océanique.

b) Géométrie: la position de la subduction est difficile à définir. Nous la plaçons à l'Ouest du Païkon soit directement sous le Païkon, soit en position intra-océanique à plongement vers l'Est également (cf. fig.) en raison du volcanisme orogénique du Malm présent dans cette zone.

c) Durée: 2 périodes volcaniques successives sont distinguées par Mercier (1968) au cours du Malm dans le Païkon mais celles-ci semblent être regroupés sur une durée assez limitée.

#### V. TRIAS: UN VOLCANISME OROGENIQUE DE SIGNIFICATION PROBLEMATIQUE.

La nature particulière du volcanisme du Trias moyen a conduit certains auteurs à envisager l'existence d'une subduction sous la quasi-totalité des Hellénides à cette époque, avec des vergences variables (Rocci et al., 1980).

##### 1. Critères en faveur d'une subduction triasique.

a) Le Volcanisme triasique. Il est bien développé dans la quasi-totalité des zones helléniques du Maliaque au Gavrovo-Tripolitza notamment. Surtout basaltique dans la zone maliaque, il est plus andésitique dans les zones plus externes (cf. Pinde).

Du point de vue pétrologique, des différences d'affinités peuvent être notées: à côté d'ensembles à affinités faiblement alcalines (Transversale du Sperchios), affleurent des tholéites d'arc et des laves calco-alcalines qui sont abondantes dans le secteur occidental.

Le volcanisme est le seul critère qui permette d'envisager éventuellement l'existence d'une subduction triasique: il n'existe pas de schistes bleus ou de granites de cet âge, par exemple, connus dans les Hellénides, ni de phénomènes tectoniques compressifs d'ailleurs (Thiébaud et al., 1985).

## 2. Bilan et caractéristiques de la subduction éventuelle.

a) Géométrie. Le volcanisme se manifeste à peu près à la même époque (autour du Ladinien) dans les différentes zones helléniques dont les bassins majeurs maliaque et pindique... ce qui n'est pas en faveur de l'hypothèse d'une subduction.

La position de la fosse de subduction et le sens de plongement de la plaque subductée ne font l'objet d'aucun consensus au niveau des auteurs.

b) Nature de la croûte éventuellement subductée. On notera simplement l'absence de nappes ophiolitiques mises en place au Trias.

Des témoins de croûte océanique d'âge Trias moyen pourraient, à l'extrême rigueur, exister dans les nappes ophiolitiques situées sur le domaine pélagono-maliaque; mais outre le fait que cela soit peu probable, rien ne permet de dire que ces ophiolites auraient pu subir une subduction triasique précoce.

En résumé, même si le volcanisme triasique semble être pour partie de type orogénique, il semble plus raisonnable d'admettre que les ouvertures (Maliaque, Pinde) ne correspondent pas au fonctionnement d'une éventuelle subduction... même s'il reste à expliquer la nature du volcanisme. Après tout, le volcanisme shoshonitique miocène supérieur du Maghreb (Hernandez, comm. orale) ne peut pas s'expliquer dans un contexte de subduction! Des résultats, obtenus par Cabanis (1990) sur du matériel ancien, vont dans le même sens.

## VI. BILAN ET SYNTHESE.

A partir des faits exposés ci-dessus, deux interprétations extrêmes peuvent être proposées: - une position où chaque étape géodynamique s'expliquerait par le développement d'une nouvelle subduction; - une position où à l'inverse on minimiserait les subductions pour ne retenir que celle(s) qui est ou sont pratiquement certaine(s) ce qui revient à privilégier les structures liées à la "collision".

Ces deux positions sont envisageables parce que les arguments utilisés sont souvent ambigus comme peut l'être parfois d'ailleurs la définition du mot "subduction".

Afin de se rapprocher de l'une ou l'autre position, on peut établir une hiérarchie parmi les subductions envisagées.

### A. DIFFERENTS TYPES DE "SUBDUCTIONS" OBSERVÉS DANS LES HELLENIDES.

1. Les subductions de croûte océanique typique.

C'est le cas (quasi-certitude) de la subduction qui produit le volcanisme du Païkon au Malm, puisque les bassins bordiers et notamment le bassin Est-pélagonien, possèdent une véritable croûte océanique, qui sera obductée sur le pélagonien transformé alors en une ride allongée de type Nouvelle-Calédonie-Ride de Norfolk dans l'Ouest Pacifique.

2. Les subductions de croûte océanique typique et/ou de croûte très amincie.

a) La subduction actuelle et récente (subduction Hellénique) de la croûte de la mer de Libye sous la Crête (cf. géophysique actuelle-Séismes-, données du volcanisme).

b) La subduction pindique qui donnerait les Schistes bleus et élogites à métamorphisme H(P/T) daté de 45 MA environ (cf. importance en volume des unités de type Schistes bleus et l'intensité du métamorphisme). Il manque cependant des unités ophiolitiques dans ces Schistes bleus (autres que les blocs résédimentés), pour affirmer qu'il s'agit là d'une subduction vraie (Subduction B?), à moins que ces unités n'existent dans l'Unité d'Ambelakia connue dans le secteur Ossa-Olympe (Schmitt, 1983) ou dans les unités intermédiaires de la fenêtre de Kranea (Kilias et al., même congrès).

c) Une subduction Est-pélagonienne crétacée-éocène? Cette subduction éventuelle proposée pour l'Argolide (cf. supra) n'est pas clairement définie. Les observations rapportées (roches volcaniques d'âge crétacé, copeaux de serpentines) ne s'opposent pas à l'existence d'une croûte océanique. Mais rien ne prouve que les ophiolites ne soient par exemple des éléments de corps ophiolitiques obductés antérieurement.

Le problème est à peu près le même pour la zone d'Almopias où il existe des faciès Crétacé supérieur différenciés, relativement profonds du côté oriental de la zone; cependant, la nature de la croûte sous-jacente reste mal définie (cf. Staïs et Ferrière, même congrès et figures 1 et 2).

3. Les subductions à croûte moyennement amincie (parasubduction?). Exemple: les zones ionienne et de Gavrovo-Tripolitza à l'Oligo-Miocène (25-30 à 10-15 Ma).

Alors qu'une partie du soubassement de Gavrovo-Tripolitza disparaît par enfouissement (Subduction A), une autre partie, plus superficielle, se retrouve sous forme de Phyllades (métamorphisme HP-BT). Ceci est très probablement associé au sous-charriage de la croûte amincie de la zone ionienne (Parasubduction) sous les unités du Gavrovo-Tripolitza.

### B. LE MODELE PROPOSE (Fig. 1 et 2).

Le modèle (déjà exploité pour partie par Bonneau, 1982) de propagation discontinue du raccourcissement par phases successives (1) de subduction-parasubduction des bassins à croûte océanique ou continentale amincie; (2) de minicollision et blocage de la subduction antérieure lors de l'arrivée d'un microcraton

dans la subduction; et enfin (3) de redémarrage d'une nouvelle subduction-parasubduction dans le même sens et en position plus externe, s'il peut paraître un peu simpliste, rend cependant compte de façon assez satisfaisante des observations rapportées dans cette publication.

Ce modèle est centré sur les phénomènes de "Subduction-Parasubduction" mais il est clair que les phénomènes de collision entre microcratons successifs (Païkon, Pélagonien, Parnasse, Gavrovo-Tripolitza...) à la fin de chaque subduction sont d'importance, même s'ils n'ont pas été privilégiés sur les figures proposées.

Si les modèles d'évolution des chaînes péri-pacifiques peuvent être relativement complexes avec des subductions successives à vergence opposée (cf. par exemple l'histoire récente des limites du bassin Nord-Fidjien - ORSTOM, 1982), il existe des cas où cette évolution semble relativement simple quant à la vergence de ces subductions successives: ce serait le cas pour la Nouvelle-Zélande par exemple depuis le Cambrien ou plus certainement depuis le Permien (Ferrière, 1987)... ce qui est en accord avec le modèle proposé pour les Hellénides, d'ailleurs déjà utilisé pour d'autres chaînes, comme l'Himalaya par exemple.

Cependant, si notre propos était d'attirer l'attention sur l'importance probable des phénomènes de subduction-parasubduction et certaines ressemblances entre ces deux types de chaînes, il est clair que des différences non négligeables existent entre elles.

Dans un cas (Hellénides), les lanières de croûte épaissie (rides), nées dès le début du Cycle, s'"accrètent" successivement à la marge orientale des Hellénides, alors que dans l'autre cas (certaines chaînes péripacifiques), des lanières se détachent successivement des blocs continentaux lors des distensions d'Arrière Arc liées aux subductions majeures. Cependant, lorsque la partie océanique est "absorbée", les premières minicollisions entre blocs se produisent, le dispositif peut alors devenir de "type téthysien", sans que l'on puisse invoquer de collision majeure-il ne s'agit que de microblocs- avant la résorption de tous les bassins intermédiaires, ce qui peut représenter des durées parfois très importantes par rapport à une évolution orogénique donnée.

#### LEGENDE DES FIGURES

Fig. 1. Evolution des contextes géodynamiques au niveau des Hellénides septentrionales (dessins sans échelle précise).

Fig. 2. Evolution des contextes géodynamiques au niveau des Hellénides méridionales (dessins sans échelle précise).

#### BIBLIOGRAPHIE

- ALTHERR, R., KREUZER, H., WENDT, I., LENZ, H., WAGNER, G.A., KELLER, J., HARRE, W. et HOHNENDORF, A. (1982). A late oligocene/Early miocene High Temperature Belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece).- *Geol. Jb.*, E 23, p. 97-164, Hannover.
- ALTHERR, R. et SEIDEL, E. (1977). Speculations on the geodynamic evolution of the Aegean crystalline complex during alpidic times.- *VI Coll. Geol. Aegean Region*, Kallergis, I, p. 347-352, Athènes.
- AMSTUTZ, A. (1951). Sur l'évolution des structures alpines.- *Archives Sci.*, 4, n° 5, p. 323-329.
- ANGELIER, J. (1979). Néotectonique de l'arc égéen.- *Soc. geol. Nord*, publ. n° 3.
- AUBOUIN, J., LE PICHON, X., WINTERER, E. et BONNEAU, M. (1979).- Les Hellénides dans l'optique de la tectonique des plaques.- *VI Coll. Geol. Aegean Region*, vol. III, p. 1333-1354, Athènes, 1977.
- BALLY, A.W. et SNELSON, S. (1980). *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 6, p. 9-94.
- BAROZ, F., BEBIEN, J. et IKENNE, M. (1987). An example of high-pressure low-temperature metamorphic rocks from an island-arc: the Paikon Series (Innermost Hellenides, Greece).- *J. metamorphic Geol.*, 5, p. 509-527.
- BAVAY, D., BAVAY, Ph.; MALUSKI, H., VERGELY, P. et KATSIKATSOS, G. (1980).- Données par la méthode 40 AR/39 AR de minéraux de métamorphisme de haute pression en Eubée du Sud (Grèce). Corrélations avec les événements tectonométamorphiques des Hellénides internes.- *C.R.Ac.Sc. Paris*, D. t. 291, p. 00.
- BIJU-DUVAL, B. et DERCOURT, J. (1980).- Les bassins de la Méditerranée orientale représentent-ils sur les restes d'un domaine océanique, la Mésogée ouverte au Mésozoïque et distinct de la Téthys? *Bull. Soc. geol. Fr.*, (7), XXI, p.43-60.
- BLAKE, M.C., BONNEAU, M., KIENAST, J.R., LEPVRIER, C., MALUSKI, H. et PAPANIKOLAOU, D. (1981).- A geologic reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece.- *Bull. Soc. geol. Amer.*, (7), 92, p. 247-254.
- BOILLLOT, G. (1977).- Modèles actualistiques des Hellénides. In: Séance extraordinaire de la Soc. géol. Fr., Athènes, (20 sept. 1976), D. Fantinet (Ed.).- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 19, p. 82-85.
- BONNEAU, M. (1982).- Evolution géodynamique de l'arc égéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène.- *Bull. Soc. geol. Fr. Paris*, (7), XXIV, 2, p.229-242.
- BONNEAU, M., CELET, P., CLEMENT, B. et FERRIERE, J. (1988).- La crise crétacée dans les Hellénides orientales.- *Bull. Soc. Geol. Greece*, XX, p. 207-213.
- BONNEAU, M., FAURE, M., PONS, J. et COTTEREAU, N. (1989).- Shear in Miocene granitic rocks of the Northern Cyclades as a criterion for the determination of the sense of extension in the aegean.- *Terra abstracts*, Strasbourg, p. 370.
- BONNEAU, M. et KIENAST, J.R. (1983).- Subduction, collision et schistes bleus: l'exemple de l'Égée (Grèce).- *Bull. Soc. geol. Fr. Paris*, (7), XXIV, 4, p.785-791.
- CHANIER, F. et FERRIERE, J. (1989).- Sur l'existence de mouvements tangentiels majeurs dans la chaîne côtière orientale de Nouvelle-Zélande; signification dans le cadre de la subduction de la plaque pacifique.- *C.R.Acad. Sci. Paris*, II, t. 308, p. 1645-1650.
- CLIFT, P.D. et ROBERTSON, A.H.F. (1989).- Evidence of a late Mesozoic ocean basin and subduction-accretion in the Southern Greek Neotethys.- *Geology*, 17, p. 559-563.
- COLEMAN, R.G. (1971).- Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.- *J.Geophys. Res.*, 76, p. 1212-1222.
- COMMINKAKIS, P.E. et PAPAZACHOS, B. (1980).- Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic Arc.- *Tectonophysics*, 77, p. 79-93.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E. et al. (1988).- Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel.- *Bull. Soc. geol. Fr.*, (8), 1, 5, p. 657-652.
- DIXON, J.E. et DIMITRIADIS, S. (1985).- Metamorphosed ophiolitic rocks from the Serbo Macedonian Massif near Lake volvi, Northeast Greece. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, J.E. Dixon et A.H.F. Robertson (Eds).

- DURR, S., ALTHERR, J., KELLER, M., OKRUSH, M. et SEIDEL, E. (1978a).- The median Aegean Crystalline Belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: Alps, Apennines. II. Closs et coll (Ed.), Stuttgart, p. 455-478.
- FERRIERE, J. (1982).- Paléogéographies et Tectoniques superposées dans les Hellénides internes: les massifs de l'Othrys et du Pelion (Grèce continentale). *Soc. geol. Nord, Publ. n° 8*, 1-970.
- FERRIERE, J. (1987).- Nouvelle-Zélande: quelques aspects de la "tectonique alpine", post-Carbonifère, d'une chaîne péripacifique.- *C.R. Acad. Scs.*, II, t. 305, p. 615-618.
- FYTIKAS, M., INNOCENTI, F., MANETTI, R., PECCERILLO, A. et VILLARI, L. (1985).- Tertiary to quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, J.E. Dixon et A.H.F. Robertson (Eds).- *Geol. Soc. Spec. Publ. n° 17*, London, p. 687-699.
- GODFRIAUX, I., FERRIERE, J. et SCHMITT, A. (1988).- Le développement en contexte continental d'un métamorphisme HP/BT: les "Schistes Bleus" tertiaires thessaliens.- *Bull. Geol. Soc. Greece*, XX, p. 175-192.
- GUERNET, C. (1971).- Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines, Grèce.- *Univ. Paris VI*, 395 p.
- HALL, R. (1988).- Basement and cover rock history in Western Tethys: HT-LP metamorphism associated with extensional rifting of Gondwanaland. In: M.P. Audley Charles and A. Hallam (Eds), Gondwanaland and Tethys.- *Sept. Publ. geol. Soc. London*.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A. et TINDLE, A.G. (1983).- Geochemical characteristics of collision magmatism. Presented at R. Soc. London Meet. on Collision Tectonics, London.
- JACOBSHAGEN, V., DÜRR, S., KOCKEL, F., KOPP, K.O. et KOWALCZYK, G. (1978).- Structure and Geodynamic evolution of the Aegean region. In: Alps, Apennines, Hellenides. Closs, Roeder et Schmidt (Eds), Stuttgart, p. 537-564.
- JACOBSHAGEN, J. (1986).- Geologie von Griechenland.- *Gebrüder Borntraeger*, Berlin -Stuttgart, p. 1-363.
- JACOBSHAGEN, V., MARTZ, J. et REINHARDT, R. (1977).- Eine alttertiäre Ophiolith-Decke in den inneren Helleniden NE-Griechenlands. *Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 10, p. 613-620.
- KISSEL, C. et LAJ, C. (1988).- The tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction.- *Tectonophysics*, 146, p. 183-201.
- KRAHL, J., EBERLE, P., EICKHOFF, J., FORSTER, O. et KOZUR, H. (1981).- Biostratigraphical Investigations in the Phyllite-Quartzite group on Crete Island, Greece.- *H.E.A.T. Sumpr.*, Athens.
- LE PICHON, X. et ANGELIER, J. (1979).- The Hellenic Arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area.- *Tectonophysics*, 60, p. 1-42.
- MAKRIS, J. et RÖWER, P. (1986).- Struktur und heutige Dynamik der Lithosphäre in der Ägäis. In: Geologie von Griechenland, Jacobshagen (Ed.), Bornträger, Berlin, p. 241-256.
- MALUSKI, H., BONNEAU, M. et KIENAST, J.R. (1987).- Dating the metamorphic events in the Cycladic area: <sup>39</sup>Az/<sup>40</sup>Ar data from metamorphic rocks of the island of Syros (Greece).- *Bull. Soc. geol. Fr.*, 8, III, 5, p. 833-842.
- MERCIER, J., VERGELY, P. et BEBIEN, J. (1975).- Les ophiolites helléniques "obductées" au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un océan téthysien ou d'une mer marginale péri-européenne? *C.R. somm. Soc. geol. Fr.*, p.108-112.
- MOUNTRAKIS, D. (1982).- Emplacement of the Kastoria ophiolite on the western edge of the Internal Hellenides (Greece).- *Ophiolite*, 7, n° 2/3, Sp. Issue, p. 397-407.
- MUTTI, E., OROMBELLI, G. et POZZI, R. (1970).- Geological studies on the Dodecanese Islands (Aegean Sea).- Geological Map of the Island of Rhodope (Greece), Explanatory notes.- *Ann. geol. Pays Hellen.*, 22, p. 77-226.
- NICOLAS, A. et LE PICHON, X. (1980).- Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 39, p. 291-297.
- ORSTOM (1982).- Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Equipe Géologie-Géophysique.- Noumea*, p. 1-649.
- PAPANIKOLAOU, D. (1979).- Unités tectoniques et phases de déformation dans l'île de Samos, mer Egée, Grèce.- *Bull. Soc. geol. Fr.*, (7), 6, p. 745-752.
- PITCHER, W.S. (1979).- The nature, ascent and emplacement of granitic magmas.- *J. geol. Soc. London*, 136, p. 627-662.
- PITCHER, W.S. (1982).- Granite type and tectonic environment. In: Mountain Building Processes, K.J. Hus (Ed.).- *Academic Press*, London, p. 19-40.
- ROCCI, G., BAROZ, F., BEBIEN, J., DESMET, A., LAPIERRE, H., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M. et PARROT, J.F. (1980).- Les ophiolites méditerranéennes et les formations volcano-sédimentaires qui leur sont associées.- *Int. Ophiolite Symp.*, Chypre (1979). *Geol. Survey. Departm. (Nicosia)*, p. 273-286.
- SCHMITT, A. (1983).- Nouvelles contribution à l'étude géologique des Pieria, de l'Olympe et de l'Ossa (Grèce du Nord). *These, Faculté Polytechnique de Mons*, 215 p.
- SEIDEL, E. (1978).- Zur Petrologie der Phyllit-Quartzit Serie Kretas.- *These, Braunschweig*, 145 p.
- SEIDEL, E., OKRUSCH, M., KREUTZER, H., RASCHKA, H. et HARRE, W. (1976).- Eo-alpine metamorphism in the upper-most unit of the Cretan nappe system petrology and geochronology. Part I. The Lendas area (Asteroussia Mountains).- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57, p. 258-275.
- SEIDEL, E., SCHLIESTEDT, M., KREUTZER, H. et HARRE, W. (1977).- Metamorphic rocks of late Jurassic age as components of the ophiolitic melange on Gavdos and Crete (Greece).- *Geol. Jb.*, 28, p. 3-21.
- SKARPELIS, N.S. (1982).- Metallogeny of massive sulfides and petrology of the external metamorphic belt of the Hellenides (SE Peloponnesus).- *Inedit, These Univ. Athènes*.
- SMITH, A.G., WOODCOCK, N.H. et NAYLOR, M.A. (1979).- The structural evolution of a Mesozoic Continental Margin, Othris mountain, Greece.- *J. geol. Soc. London* 136, p. 589-603.
- SPRAY, J.G., BEBIEN, J., REX, D.C. et RODDICK, J.C. (1985).- Age constraints on the evolution of the Hellenic-Dinaric Ophiolites. In: Geological evolution of the Eastern Mediterranean, J.E. Dixon et A.H.F. Robertson (Eds), *Spec. Publ. Geol. Soc. London*.
- THEYE, T. (1988).- Aufsteigende Hochdruckmetamorphose in Sedimenten der Phyllit-quartzit-einheit Kretas und des Peloponnes.- *Univ. Braunschweig, Inedit*.
- THIEBAULT, F. (1982).- Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridionale (Grèce).- *Soc. geol. Nord, Publ. n° 6*.
- THIEBAULT, F. (1990).- Interprétation des données géochimiques concernant les métabasaltes associés à la Nappe inférieure des Phyllades (Péloponnèse méridionale, Grèce).- Site géodynamique de mise en place.- *Ann. Soc. geol. Nord, sous presse*.
- THIEBAULT, F. et TRIBOULET, C. (1984).- Alpine metamorphism and deformation in Phyllites nappes (external Hellenides, southern Peloponnesus, Greece): *Geodynamic implications. J. Geol.*, 92, p. 184-199.
- VERGELY, P. (1984).- Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes: conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales.- *These Orsay* 2 vol., p. 1-250 et 1-411.
- VICENTE, J.C. (1972).- Etude géologique de l'île de Gavdos (Grèce), la plus méridionale de l'Europe.- *Bull. Soc. geol. Fr.*, (7), XII, p. 481-495.
- WIJBRANS, J.R. et McDOUGALL, I. (1988).- Metamorphic evolution of the Attic Cycladic Metamorphic Belt on Naxos (Cyclades, Greece) utilizing <sup>40</sup>Az/<sup>39</sup>Ar age spectrum measurements.- *J. Metamorphic Geol.*, 1988-6, p. 571-594.