

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 71 (1978)  
**Heft:** 3

**Artikel:** Les Hellénides internes : le Pélagonien  
**Autor:** Celet, Paul / Ferrière, Jacky  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-164742>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 13.10.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

Eclogae geol. Helv.	Vol. 71/3	Pages 467-495	4 figures dans le texte	Bâle, novembre 1978
---------------------	-----------	---------------	----------------------------	---------------------

## Les Hellénides internes: Le Pélagonien

Par PAUL CELET et JACKY FERRIÈRE<sup>1)</sup>

### ABSTRACT

New geological data lead us to analyze the "Pelagonian zone" concept. For us, the "Pelagonian isopic zone" - characterized by a neritic carbonaceous sedimentation - only exists during Triassic-Jurassic times; therefore, the part of the "Subpelagonian zone" situated south of Sperchios river belongs to this newly defined isopic zone.

On the other hand, the "Pelagonian" is a heterogeneous set, which includes the typical series of the "Pelagonian zone" and the rocks situated under and above those series. The problems of the western and eastern boundaries of the Triassic-Jurassic Pelagonian platform are discussed. The signification of the different series outcropping in the "old Pelagonian zone" is also emphasized, that is to say, the Ossa, Makrinitza, Dimini, Styra-Ochi and Almyropotamos series. The main tectonic structures and the major metamorphic events observed in the "Pelagonian" are described and attributed to the pre-Upper Cretaceous and Tertiary tectonic phases. The whole Pelagonian set is not homogeneously and continuously affected by these events. It appears to have been very mobile during the pre-Upper Cretaceous tectonic phases but also, and especially, during the Tertiary tectonic phases.

### RÉSUMÉ

Le concept de «Zone pélagonienne» est analysé à la lumière des observations géologiques récentes. La notion de Zone isopique pélagonienne - caractérisée par une sédimentation néritique carbonatée - est restreinte, par les auteurs, à la période triasico-jurassique; cette zone englobe, dès lors, la partie de l'ensemble «subpélagonien» située au sud du Sperchios.

Le «domaine pélagonien» (ou «Pélagonien») représente, en revanche, un ensemble complexe, regroupant les séries caractéristiques de la Zone pélagonienne ainsi définie et les terrains sous- et sus-jacents. Les problèmes concernant les limites occidentale et orientale de la plate-forme triasico-jurassique pélagonienne sont discutés, ainsi que l'appartenance éventuelle au Pélagonien des différentes séries mises en évidence au sein de l'ancienne Zone pélagonienne, à savoir les séries de l'Ossa, de Makrinitza, de Dimini, de Styra-Ochi et d'Almyropotamos. Les principales structures tectoniques et les événements métamorphiques majeurs ayant affecté le Pélagonien sont envisagés, en essayant de les replacer dans leur contexte chronologique, à savoir celui des phases anté-Crétacé supérieur et des phases tertiaires. L'ensemble du domaine Pélagonien n'est pas affecté de façon homogène et continue par ces différents événements. Par ailleurs, le Pélagonien paraît être un domaine très mobile durant les phases anté-Crétacé supérieur mais aussi et surtout au cours des phases tertiaires.

---

<sup>1)</sup> Université de Lille I, Laboratoire de Géologie Dynamique, E.R.A. 764, «Géotectonique» - CNRS.

## I. Introduction

Deux grands ensembles ont été distingués au sein des Hellénides (BRUNN 1956): un domaine interne caractérisé par des mouvements anté-Crétacé supérieur, d'une part, un domaine externe, où la première tectonisation est d'âge tertiaire, d'autre part.

Différents travaux, notamment ceux de AUBOUIN (1959), ont conduit à séparer dans le domaine interne une Zone isopique pélagonienne bordée respectivement à l'est par la Zone du Vardar et à l'ouest par la Zone subpélagonienne. Des faits géologiques nouveaux, ou sous-estimés auparavant, notamment l'importance d'une phase tectonique anté-Crétacé supérieur, le caractère tectonique de la mise en place des ophiolites, la reconnaissance de plusieurs épisodes de métamorphisme alpin et enfin la mise en évidence de nappes et de fenêtres importantes au sein de l'ensemble pélagonien, conduisent à s'interroger sur la signification actuelle de la «Zone isopique pélagonienne» et par la suite sur la signification du terme «Pélagonien».

Après avoir résumé, selon les auteurs, les différentes conceptions des notions de «Pélagonien» et de «Zone pélagonienne», nous proposons une définition actualisée de la Zone isopique pélagonienne adaptée aux connaissances nouvelles. Cette définition est ensuite confrontée aux faits géologiques observés dans les Hellénides internes.

## II. Historique de la notion de Pélagonien

KOSSMAT (1924) fut le premier à utiliser l'expression «Massif pélagonien» qu'il différenciait du Massif d'Attique-Cyclades. Le terme Pélagonien fut dès lors employé par la plupart des chercheurs, mais, très souvent, avec des significations différentes.

### A. LES CARACTÈRES MÉTAMORPHIQUES ET GÉOGRAPHIQUES

La dualité entre les domaines sédimentaire et métamorphique a été le point de départ des essais de zonation dans les Hellénides orientales. Bien que certains auteurs aient attribué un âge récent aux terrains métamorphiques (NEUMAYR 1880, KOBER 1929) la plupart des géologues les ont longtemps considérés comme paléozoïques ou plus anciens.

PHILIPPSON (1898) distingue les «Massifs cristallins de l'Egéide septentrionale et des Cyclades, archéens ou primaires» du «Système plissé de la Grèce moyenne» constitué de terrains non métamorphiques. Les limites proposées sont, naturellement, celles des terrains métamorphiques.

KOSSMAT (1924) précise ces limites et donne le nom de «Massif pélagonien» au «Massif de l'Egéide septentrionale» de PHILIPPSON. Il sépare en outre des ensembles caractérisés par des ophiolites, de part et d'autre de cet axe pélagonien.

BRUNN (1956) affine ce schéma en définissant dans ce «Massif pélagonien», les «Massifs de Macédoine occidentale et de Thessalie» séparés par le «détroit de Kozani», lui-même caractérisé par des terrains plus récents, notamment le Crétacé

supérieur transgressif. S'il admet un âge paléozoïque ou plus ancien pour ces massifs, il reconnaît qu'il peut exister également des terrains métamorphiques mésozoïques. Enfin, par opposition aux «Massifs cristallins externes» situés plus à l'ouest (en Péloponnèse), il regroupe dans la «Zone des Massifs cristallins internes», les Massifs de Macédoine occidentale et de Thessalie – y compris leurs éléments de couverture secondaire et tertiaire – mais aussi celui d'Attique-Cyclades. Il crée, enfin, entre ces «Massifs cristallins internes» et la Zone du Pinde, une zone intermédiaire caractérisée surtout par les venues ophiolitiques. Les limites retenues pour la «zone des Massifs cristallins internes» correspondent approximativement à l'enveloppe des terrains métamorphiques, plus les «détroits de Kozani et de l'Eubée moyenne».

### B. L'ASPECT PALÉOGÉOGRAPHIQUE

BRUNN (1956) montre clairement l'existence d'une couverture mésozoïque, parfois métamorphique, constituée surtout de calcaires recristallisés massifs à Diplopores et Polypiers, reposant sur des schistes supposés paléozoïques. Toutefois, il signale que les «analogies de faciès» peuvent «passer au second plan» en ce qui concerne l'établissement des «zones isopiques-tectoniques».

C'est AUBOUIN (1959) qui introduit la notion de «Zone isopique pélagonienne», conférant à la couverture calcaire des Massifs cristallins une signification paléogéographique particulière qui le conduit à définir la «ride pélagonienne». Les Massifs cristallins deviennent alors des secteurs d'affleurement des terrains anciens sous la couverture secondaire et tertiaire. Cette Zone pélagonienne, dont les limites sont proches de celles retenues par les auteurs précédents, comprend les Massifs cristallins pélagonien et d'Attique-Cyclades et leur couverture (supposée) qui affleure dans les «ensellements de Kozani et d'Eubée moyenne». Dorénavant le critère de métamorphisme est abandonné en tant que critère de zone. Dans ce nouveau schéma la Zone pélagonienne est bordée par la «Zone subpélagonienne» où s'observent les ophiolites et les faciès de passage au Pinde (radiolarites associées aux ophiolites) à l'ouest et par la Zone du Vardar à l'est. MERCIER (1968) précise la limite orientale de cette «ride pélagonienne» en définissant un sillon Crétacé d'Almopias à l'ouest de la Zone du Vardar.

Récemment, l'un de nous (FERRIÈRE 1974*a*, 1976*d*) a décrit, en bordure occidentale de la plate-forme pélagonienne, des séries triasico-jurassiques de type «océanique», ayant une signification semblable à celle du Pinde mais tectonisées avant le Crétacé supérieur. Ces séries, rangées dans la «Zone isopique maliaque», s'opposent aux formations calcaires néritiques du Trias-Jurassique de la «Zone isopique pélagonienne» mais aussi à celles de la «Zone subpélagonienne», de Locride et de Béotie notamment. GUERNET (1971) donne des arguments qui vont également dans ce sens; il note en effet la ressemblance frappante entre les séries des Zones pélagonienne d'Eubée moyenne et subpélagonienne de Locride. Ces dernières sont rattachées aux séries de la «Zone isopique pélagonienne».

DÜRR (1975), KAUFFMANN (1976) et JACOBSHAGEN (sous presse) reprennent d'ailleurs ces limites cartographiques dans la figuration de leur «nappe pélagonienne», à laquelle ils incorporent toutefois la Zone isopique maliaque.



### C. LES PARTICULARITÉS STRUCTURALES

La situation tectonique de l'ensemble pélagonien a été diversement interprétée. KOBER (1929) considère le Massif d'Attique-Cyclades et le Massif pélagonien au sens de KOSSMAT, comme des fenêtres apparaissant sous des unités charriées d'origine plus interne. Pour RENZ (1940) les deux massifs sont distincts et seul celui d'Attique-Cyclades est en fenêtre sous la nappe de Grèce orientale et du Parnasse-Kiona. KOBER adopte également cette hypothèse en 1952. En revanche BRUNN (1956), puis AUBOUIN (1959) incorporent ces deux massifs dans un même ensemble, la «Zone des massifs cristallins internes» puis la «Zone isopique pélagonienne». La mise en évidence de la fenêtre de l'Olympe (GODFRIAUX 1968) et son appartenance à une zone externe (Parnasse ou Gavrovo-Tripolitza) font ressortir l'hétérogénéité du Massif pélagonien, hétérogénéité confirmée par l'existence de la fenêtre de l'Ossa (DERYCKE et al. 1974) et des fenêtres du Haut-Pélon et de Dimini (FERRIÈRE 1976*a, c*).

Par ailleurs, les études menées en Eubée (KATSIKATSOS 1970, 1971) et en Attique (CLÉMENT 1976) conduisent à la conclusion que ces régions sont constituées d'un ensemble d'unités structurales dont les plus méridionales apparaissent en fenêtre.

Le deuxième aspect structural fondamental est la mise en évidence au sein des Hellénides internes d'événements tectoniques majeurs d'âge anté-Crétacé supérieur. L'attention avait déjà été attirée sur ces événements par BRUNN (1956), puis par MERCIER (1966) qui décrit dans la Zone du Vardar et sur la bordure pélagonienne des microstructures synschisteuses et un métamorphisme d'âge jurassique supérieur. Par la suite certains auteurs (DERCOURT 1970, 1972; HYNES et al. 1972) considérant que les ophiolites représentent une croûte océanique, concluent à la nécessité de phases tectoniques importantes au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur. Mais la présence de nappes anté-Crétacé supérieur (nappes maliaques) n'est clairement démontrée que dans le Massif de l'Othrys (FERRIÈRE 1974). De telles structures précoces ont été envisagées récemment dans la partie méridionale du Massif pélagonien (FERRIÈRE 1976*a, c*; WALLBRECHER 1976) puis confortées par des découvertes de fossiles dans la partie sud du Pélon (FERRIÈRE 1978*b, c*).

Ces nouvelles données structurales posent le problème de l'origine des séries affleurant au sein des fenêtres et de l'existence d'une ou plusieurs phase(s) tectonique(s) majeure(s) anté-Crétacé supérieur. Elles obligent à reconsidérer la paléogéographie du Trias-Jurassique d'une part et celle du Crétacé supérieur d'autre part, du fait de la naissance de nouvelles zones isopiques à cette époque. Les découvertes au sein des terrains métamorphiques de fossiles d'âge mésozoïque ou cénozoïque (BRUNN 1956; MARINOS 1956; KATSIKATSOS 1971; FERRIÈRE 1976*a, b*, 1978*c*; DERYCKE & GODFRIAUX 1978), confirment également le fait que les terrains métamorphiques ne constituent pas obligatoirement le soubassement paléozoïque ou plus ancien, d'une couverture mésozoïque peu ou pas métamorphique.

### D. CONCLUSIONS

Le fait que les unités structurales ou métamorphiques soient plus nombreuses qu'on ne l'envisageait autrefois et souvent obliques les unes par rapport aux autres, et que les zones isopiques aient, en outre, des «durées de vie» plus courtes que celles

qui avaient été initialement retenues montrent à quel point il est nécessaire de reconsidérer la notion de Zone pélagonienne.

### III. Notion de Zone pélagonienne et essai de définition du Pélagonien

#### A. GÉNÉRALITÉS

##### a) *Réflexion sur la notion de zone*

La notion de zone est liée à la nécessité de regrouper et de hiérarchiser des observations géologiques variées, faites au sein des chaînes de montagne. Naturellement, il est toujours possible, à priori, de regrouper les caractères observés en fonction des différents buts recherchés ou des nécessités régionales ou locales. Le paragraphe précédent nous a d'ailleurs montré la multiplicité et la diversité des caractères retenus (qu'ils soient lithologiques, faciologiques, structuraux ou autres).

Avant de proposer des critères de zonation, il est nécessaire de s'interroger sur les finalités recherchées dans un tel essai.

Une zone représente un élément particulier d'édifice montagneux défini par un ou plusieurs caractères qui doivent être naturellement les plus représentatifs et avoir une extension maximum. Plus il y aura de caractères géologiques différents associés dans la définition, plus la zone sera représentative mais plus elle sera restreinte étant donné l'indépendance fréquente de ces caractères. Ainsi la recherche d'une définition de «zone isopique-tectonique» (BRUNN 1956) se heurte-t-elle à des difficultés inhérentes à la pluralité des buts recherchés comme l'ont déjà fait remarquer plusieurs auteurs (RICOU 1973, FERRIÈRE 1976*d*).

L'un des buts fondamentaux de toute étude d'un système orogénique reste la mise en évidence des anciens bassins de sédimentation (zones isopiques) et des principales unités structurales et métamorphiques (zones structurales et zones de métamorphisme). Toutefois, pour chaque édifice montagneux considéré, pour définir une région particulière nous proposons de retenir le nom de la zone qui semble la plus caractéristique de l'histoire de cette région.

##### b) *Principaux critères utilisables*

- Certaines roches, telles les ophiolites ou les roches métamorphiques, ne nous semblent pas pouvoir être retenues comme critère; les premières étant allochtones ne sont pas représentatives de leur région d'affleurement actuel, les secondes nées en général au cours de phases de déformation ont des significations qui restent souvent difficiles à élucider.
- Les structures tectoniques et le type de déformation sont un critère important mais d'emploi délicat, la part revenant à chacune des phases responsables de celles-ci étant difficile à évaluer.
- La nature des faciès sédimentaires est à notre avis le meilleur critère et ce, pour les périodes comprises entre deux phases tectoniques majeures. Naturellement, des régions présentant les mêmes faciès aux mêmes époques mais séparées, paléogéographiquement, par une ou des zones de faciès différents, appartiennent à des zones isopiques distinctes.

En conclusion, il nous semble que le type de zone le plus représentatif reste la *zone isopique*. Certaines régions qui sont, au cours de diverses périodes, affectées par des phases tectoniques majeures, peuvent être représentées par des zones isopiques différentes. Autrement dit, une seule zone isopique ne saurait représenter la quasi-totalité de l'histoire régionale dans les zones internes où il existe des phases tectoniques précoces. Nous proposons donc de retenir le nom de la zone isopique la plus significative et de lui adjoindre ensuite des critères précisant les modalités de son histoire.

## B. DÉFINITIONS PROPOSÉES

Le nom de «Zone isopique pélagonienne» ou «Zone pélagonienne» s'applique dans la définition que nous proposons, à la plate-forme carbonatée triasico-jurassique limitée à l'ouest, par les bassins maliaque ou pindique (ou encore béotien ?) et à l'est, par un sillon vardarien triasico-jurassique (Almopias ?). L'histoire ultérieure montre que cette plate-forme appartient au domaine des zones internes (cf. infra: discussion sur la signification du Parnasse).

Cette plate-forme a une évolution complexe: elle est tectonisée et métamorphisée durant les phases anté-Crétacé supérieur, puis tertiaires. Les modalités de cette évolution peuvent varier selon les secteurs de la plate-forme carbonatée considérée, c'est pourquoi il est impossible de parler d'une «Zone isopique pélagonienne» regroupant les terrains déposés durant la période allant du Trias au Tertiaire. Nous proposons donc de désigner sous le nom de *Pélagonien*, ou de domaine pélagonien, l'ensemble comprenant à la fois les faciès de plate-forme carbonatée triasico-jurassique et les formations régionales qui s'y rattachent, c'est-à-dire qui la supportent et/ou la recouvrent.

Dans le sens que nous proposons, la notion de *Zone isopique pélagonienne* est plus restrictive et conduit à modifier les limites de la Zone pélagonienne classique (AUBOUIN 1959). Toutefois elle a l'avantage de conserver au terme pélagonien l'ensemble de ses caractères les plus connus.

L'analyse des principales séries pouvant appartenir au Pélagonien sera faite en distinguant deux domaines principaux situés de part et d'autre du Sperchios.

## IV. Les séries pélagoniennes en Grèce

### A. LE DOMAINE PÉLAGONIEN SEPTENTRIONAL (fig. 1 et 2A)

Cette région est caractérisée par la présence de fenêtres tectoniques d'âge tertiaire ou supposé tel. Ce sont les fenêtres de l'Olympe (GODFRIAUX 1968), de l'Ossa (DERYCKE & GODFRIAUX 1976), du Haut-Pélon et de Dimini (FERRIÈRE 1976a, c) qui laissent apparaître des terrains souvent très métamorphiques, sous un ensemble structural complexe. Ce dernier est constitué principalement de séries pélagoniennes tectonisées et métamorphisées au cours de différentes phases tectoniques tertiaires et anté-Crétacé supérieur. En dehors de l'Olympe qui se rattache très probablement aux zones externes, les appartenances des autres fenêtres ne sont pas établies avec certitude et seront discutées ici.







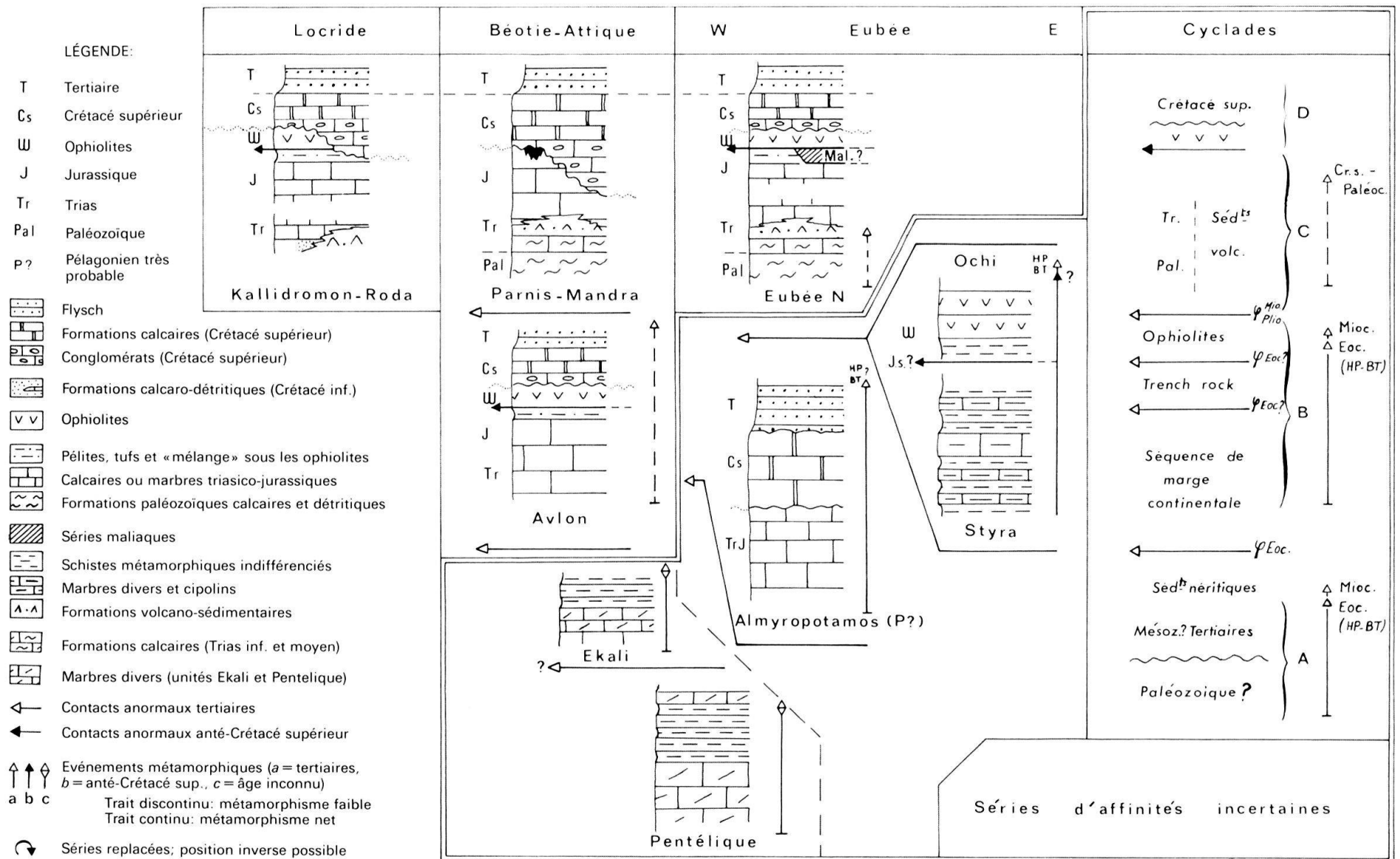


Fig. 2B. Les séries du domaine pélagonien méridional.

Locride d'après CELET (1962) et VERRIEZ (1976); Béotie-Attique d'après CLÉMENT (1976); Eubée d'après ANDRONOPOULOS (1962), GUERNET (1971), KATSIKATSOS (1970, 1971), KATSIKATSOS et al. (1976a, b); Cyclades d'après ALTHERR & SEIDEL (sous presse), légèrement modifié.



### 1. Les séries pélagoniennes typiques (fig. 2A)

#### a) Caractères généraux

Des calcaires (Othrys centrale) ou plus souvent des marbres dolomitiques massifs, datés ou rapportés au Trias–Jurassique, recouverts par les ophiolites ou le Crétacé supérieur discordant, affleurent fréquemment au sein du domaine pélagonien septentrional, soit du nord au sud: dans les Massifs de Macédoine occidentale (BRUNN 1956, MERCIER 1966, PICHON 1976), sur le rebord NW du Massif de Thessalie (BRUNN 1956), dans les Flambourons et les Hautes Piéria (GODFRIAUX 1968) sur la bordure ouest du Massif de l'Ossa (DERYCKE & GODFRIAUX 1976), dans le Massif du Pélion (FERRIÈRE 1973, 1976), dans les Sporades du Nord (GUERNET 1971) et enfin en Othrys orientale (MARINOS 1956, FERRIÈRE 1974) et centrale (FERRIÈRE 1972–1974).

Sur le rebord NW du Massif cristallin de Thessalie (BRUNN 1956), dans le Massif du Kaïmaktchalan (MERCIER 1968) et dans le Massif du Pélion (FERRIÈRE 1973, 1976a, 1978b) des Algues triasiques (?) ont été signalées dans les marbres. En Othrys centrale, la série n'étant pas métamorphique, de nombreux fossiles ont permis de caractériser (FERRIÈRE 1974) le Trias supérieur (Involutines, Mégalodontes), le Lias (*Orbitopsella praecursor* G.) et le Dogger–Malm (*Protopenneroplis striata* W., *Conicospirillina basiliensis* M.). La partie basale des marbres passe de façon apparemment continue aux formations détritiques datées du, ou rapportées au, Paléozoïque. Leur sommet s'enrichit fréquemment en niveaux schisteux et se termine, en général, par des schistes d'origine volcanique et sédimentaire ou par un «mélange» chaotique (CELET et al. 1977) qui reçoit la (ou les) nappe(s) ophiolitique(s). Les grands corps ophiolitiques qui recouvrent de façon intermittente les niveaux triasico-jurassiques sous-jacents, sont souvent réduits à de petits corps serpentineux, visibles entre le soubassement et le Crétacé supérieur discordant.

Du point de vue structural (fig. 3 et 4), les séries pélagoniennes septentrionales associées aux séries maliaques constituent au Tertiaire une nappe complexe charriée à l'ouest sur les zones plus externes, béotienne et pindique, et limitée à l'est par les chevauchements vardariens (fig. 4). Cette nappe recouvre également les différentes séries apparaissant dans les fenêtres citées plus haut. De nombreuses déformations s'observent au sein de cette nappe pélagono-maliaque mais elles sont la conséquence de plusieurs phases tectoniques, non seulement d'âge tertiaire mais aussi, pour le soubassement, d'âge anté-Crétacé supérieur.

*Les structures anté-Crétacé supérieur* (fig. 3): Si les nappes maliaques précoces ne sont bien connues, pour le moment, que dans la partie méridionale du domaine pélagonien septentrional (FERRIÈRE 1974, 1978c), il n'en est pas de même des structures précoces intra-pélagoniennes qui semblent réparties dans l'ensemble de ce domaine. En Macédoine VERGELY (1976) signale deux phases majeures de déformation: la première d'âge anté-tithonique (?) à vergence WSW liée à la mise en place des ophiolites (pli d'Ajios Dimitrios), la seconde, éocrétacée, serait une phase de rétrocharriage vers l'est. Des superpositions anormales de grande ampleur (nappes?) affectent également les séries pélagoniennes en Othrys centrale (FERRIÈRE 1974). Enfin, YARWOOD & DIXON (sous presse) décrivent au sein des Piéria, au nord

de l'Olympe, un ensemble d'unités tectoniques, dont l'une est constituée par la «grano-diorite des Piéria», qu'ils attribuent à une phase tectonique accompagnée de métamorphisme daté à  $122 \pm 3$  m. a. soit Hauterivien-Barrémien.

*Les structures tertiaires* (fig. 4): Comme nous l'avons déjà dit, le domaine pélagonien septentrional représente une nappe tertiaire dont la fenêtre de l'Olympe atteste l'ampleur du déplacement. Des charriages d'unités plus internes existent sur sa bordure orientale: la nappe du Vermion (BRUNN 1960, PICHON 1976) et peut-être

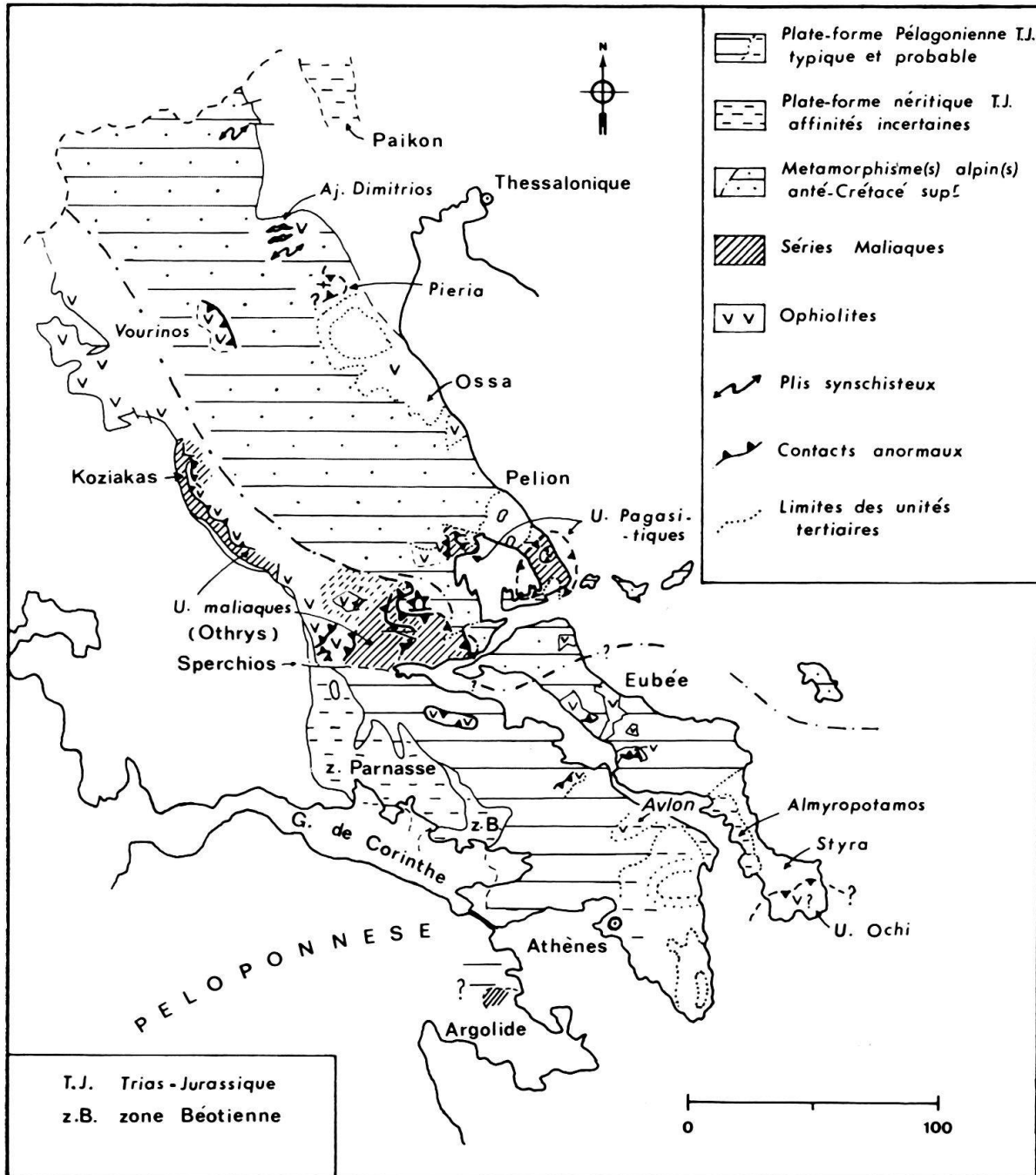


Fig. 3. Le Pélagonien: les phases tectoniques anté-Crétacé supérieur (d'après FERRIÈRE 1974, complété).

les klippes de Lechonia (FERRIÈRE 1973). En ce qui concerne les déformations intrapélagoniennes tertiaires, on peut noter des chevauchements (Othrys orientale, FERRIÈRE 1974a), des séries inverses à schistosité tertiaire nette (au nord de Farsala), et surtout des microplis synschisteux ou synmétamorphiques dans les Massifs du Chalkodonio (FERRIÈRE 1977), du Pélion (FERRIÈRE 1976a) et de l'Ossa (DERYCKE & GODFRIAUX 1976, 1978). Trois phases tertiaires principales à vergence différente ont été décrites par MERCIER et al. (1972) et VERGELY (1978, sous presse) dans ce domaine septentrional.

b) *Variations sectorielles au sein du domaine pélagonien septentrional*

*Les sédiments transgressifs du Crétacé supérieur:* Leurs faciès varient très rapidement; ils sont souvent flyschoides ou conglomératiques, sauf dans les secteurs occidentaux où ils semblent être plus riches en calcaires à Rudistes. Il est encore impossible d'établir une paléogéographie détaillée à cette époque dans le domaine pélagonien septentrional en raison de l'absence d'études précises à ce sujet et du métamorphisme qui, dans certains secteurs, masque en partie les caractères originels des sédiments.

En outre, des sédiments rapportés au Crétacé inférieur existent parfois entre les ophiolites ou le soubassement pélagonien et le Crétacé supérieur. C'est le cas notamment dans le Massif du Vermion (PICHON 1976), où ces niveaux détritiques et calcaires sont très faiblement métamorphisés. De tels niveaux bien datés existent sur les pillow-lavas des collines de Krapa à l'ouest du Vourinos (PICHON et al. 1976) et sur ceux du Théopetra à l'est du Koziakas (ALBANDAKIS 1971) où ils pourraient même débiter au Kimméridgien. Ces laves appartiennent probablement à la nappe ophiolitique mise en place au Malm. PICHON considère que les premiers niveaux à Saccocomidés et Calpionelles sont discordants sur les radiolarites qui surmontent les pillow-lavas et donc postérieurs à la mise en place tectonique de ces ophiolites. L'étude de leur déformation renseigne dès lors sur les phases postérieures au Malm et antérieures au Crétacé supérieur (cf. ci-dessous) dans ce secteur.

*Le métamorphisme* (fig. 3 et 4): En dehors de l'Othrys centrale, il affecte intensément toutes les formations carbonatées triasico-jurassiques citées, mais, en général, plus faiblement le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur. Il existe donc une importante phase de métamorphisme anté-Crétacé supérieur, bien visible par exemple dans le Massif cristallin de Macédoine occidentale (BRUNN 1956, MERCIER 1968) et dans les parties nord et ouest du Massif cristallin de Thessalie. Cependant, dans le Massif de l'Ossa (DERYCKE & GODFRIAUX 1976, 1978), les formations pélagoniennes rapportées au Crétacé supérieur ou même datées de cet âge (Campanien à Rudistes en Ossa: DERYCKE & GODFRIAUX 1978) sont intensément recristallisées. Il en est de même dans le Pélion (FERRIÈRE 1976a, b) où le métamorphisme post-crétacé semble se superposer au précédent.

*Les caractères structuraux:* Les principales différences observées au sein du domaine pélagonien septentrional concernent la présence de klippes maliaques anté-Crétacé supérieur au sud de ce domaine (Othrys, Pélion) alors qu'elles ne semblent pas exister plus au nord, et l'importance des déformations tertiaires selon

les secteurs, celles-ci étant intenses dans les parties orientales (Ossa et Pélion par exemple).

2. Les séries d'affinités incertaines (fig. 1 et 2)

En dehors des séries maliaques de nature pélagique qui limitent structuralement et peut-être paléogéographiquement, à l'ouest, la Zone pélagonienne en Othrys

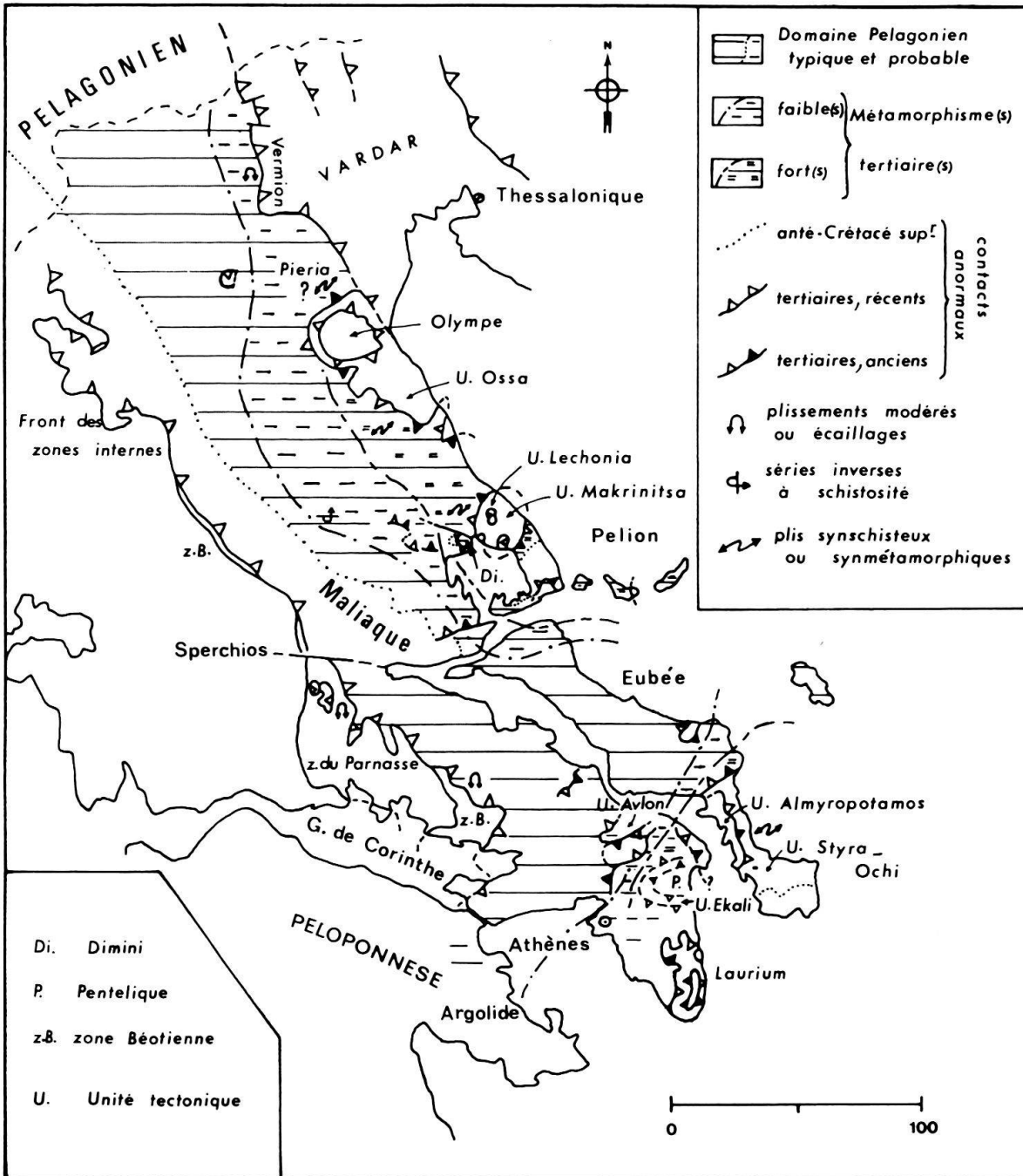


Fig. 4. Le Pélagonien: les phases tectoniques tertiaires.

(FERRIÈRE 1974a) il existe au sein des fenêtres tectoniques de l'Ossa, du Haut-Pélion et de Dimini, un certain nombre de séries dont les affinités ne sont pas encore clairement précisées.

a) *Les séries de l'Ossa et de Makrinitza* (fig. 1 et 2)

*La série métamorphique de l'Ossa* (DERYCKE et al. 1974; DERYCKE & GODFRIAUX 1976, 1978): Elle est constituée d'ophiolites surmontées de niveaux d'origine volcanique et sédimentaire, puis de marbres et enfin de flysch qui a livré des Nummulites (?) et une Alvéoline (DERYCKE & GODFRIAUX 1978). Sous ce complexe ophiolitique on ne trouve qu'une formation peu épaisse de calcaires marmorisés noirs graphiteux, parfois siliceux, et de cipolins, d'âge inconnu. Le métamorphisme est de type «schistes bleus» et le flysch microplissé à fossiles paléogènes contient de la lawsonite. Il n'existe apparemment pas de marbres triasico-jurassiques de nature pélagonienne sous les ophiolites, mais il pourrait s'agir d'une lacune tectonique. En revanche, la présence d'ophiolites sous des niveaux de marbres (Crétacé supérieur ?) eux-mêmes surmontés d'un flysch pour partie tertiaire, permet de rattacher cette série aux «zones internes».

*La série de Makrinitza* (FERRIÈRE 1976a, c): Elle affleure au cœur du Haut-Pélion, sous les marbres triasico-jurassiques pélagoniens de l'Unité supérieure et est constituée de schistes, de calcschistes, de marbres et cipolins en bancs généralement peu épais. Le métamorphisme est du type «schistes bleus» à glaucophane-lawsonite. S'il existe bien des niveaux de roches volcaniques métamorphisées (dolérites, basaltes ?) il ne semble pas cependant qu'il y ait de véritables affleurements ophiolitiques. Les faciès observés ainsi que l'absence de niveaux datés, ne permettent pas d'établir des comparaisons avec des séries connues. Mis à part le métamorphisme de type «schistes bleus» qui les affecte, et quelques faciès volcano-sédimentaires analogues, les séries de Makrinitza et de l'Ossa sont peu comparables du point de vue lithologique. L'existence d'au moins trois phases de plissement, dont deux isoclinales, plaide en faveur d'un rattachement de la série de Makrinitza aux zones internes; toutefois la position paléogéographique de cette série par rapport à la nappe pélagonienne supérieure n'est pas connue avec certitude.

En comparaison avec la «fenêtre de l'Ossa» qui montre également des faciès «schistes bleus» sous une nappe pélagonienne, on peut envisager un âge tertiaire pour les événements tectoniques responsables de la fenêtre de Makrinitza. L'abondance, dans le Massif du Pélion, y compris dans les niveaux Crétacé supérieur – ceux de la presqu'île de Trikkeri notamment – de plis isoclinaux de direction axiale transverse (voisine de N 60°) à déversement vers le SE, permet d'envisager un déplacement vers le SE de l'unité pélagonienne supérieure par rapport à la série de Makrinitza. Dans cette hypothèse plausible mais non prouvée, cette série aurait occupé, avant la phase de recouvrement tectonique, une position plus interne (plus orientale) que la série pélagonienne de la nappe. Naturellement, dans le cas d'un déplacement de la nappe, différent de celui qui a été envisagé ici, à titre d'hypothèse, les «schistes bleus» pourraient appartenir à des secteurs plus externes que les séries de la nappe pélagonienne supérieure (cf. DÜRR 1975, par exemple).



b) *La série de Dimini* (FERRIÈRE 1976a) (fig. 1 et 2)

Cette série apparaît en fenêtre sous une unité de marbres pélagoniens supportant une unité de type maliaque. Elle comprend :

- une formation de marbres gris massifs où existe un gisement de bauxite. Ces marbres sont localement surmontés de schistes à Radiolaires rappelant ceux qui recouvrent les marbres pélagoniens d'Othrys orientale. Ils pourraient donc représenter une partie de la plate-forme carbonatée triasico-jurassique caractéristique de la Zone pélagonienne;
- une formation détritique et calcaire, à passées flyschoïdes ou conglomératiques remaniant des galets de roches vertes (laves, gabbros) ayant pu appartenir aux ophiolites. Les seuls fossiles reconnus avec certitude sont des Radiolaires; toutefois les faciès rappellent nettement ceux du Crétacé supérieur transgressif d'Othrys orientale. En conséquence, la superposition tectonique responsable de la fenêtre de Dimini serait post-Crétacé supérieur et probablement tertiaire. Si la formation détritique affleure bien dans la partie nord de la fenêtre, directement sous le contact de la nappe, dans la partie sud le contact se fait sur les schistes à Radiolaires, supposés Jurassique supérieur, qui recouvrent les marbres massifs. Il faut donc admettre une disparition tectonique de la formation détritique, à moins qu'il ne s'agisse là de mouvements tectoniques précoces.

Autrement dit, la série de Dimini, représenterait au Crétacé supérieur, et au Trias-Jurassique, une partie SW du Pélagonien qui aurait été recouverte au Tertiaire par une unité, elle aussi, pélagonienne.

## B. LE DOMAINE PÉLAGONIEN MÉRIDIONAL (fig. 1 et 2B)

Exceptée la partie septentrionale de l'Eubée, cette région des Hellénides internes n'appartient plus au «Massif pélagonien» au sens de KOSSMAT (1924). Toutefois le Massif d'Attique-Cyclades fut considéré comme l'homologue du «Massif pélagonien» tantôt en fenêtre sous les nappes supérieures (KOBEL 1929), tantôt en place sous leur couverture sédimentaire et placée alors avec celle-ci, soit dans la «zone des Massifs cristallins internes» (BRUNN 1956), soit dans la «Zone pélagonienne» (AUBOUIN 1959). Deux ensembles structuraux distincts apparaissent dans cette région: *la fenêtre complexe d'Attique-Eubée méridionale*, où affleurent essentiellement des séries métamorphiques, et *l'édifice structural supérieur, de type Pélagonien* selon nous, représenté surtout par des séries sédimentaires où abondent les calcaires néritiques triasico-jurassiques (ARGYRIADIS 1967; KATSIKATSOS 1970, 1971, 1977; GUERNET 1971, 1972; AUBOUIN 1973; CLÉMENT 1976). Le contact tectonique majeur est souvent placé à la limite des terrains métamorphiques. Ce choix masque ainsi le caractère composite de la nappe: Unités de Stéphani, du Parnis et de Béletsi (CLÉMENT 1976) mais aussi de la fenêtre, tant en Eubée méridionale: Unités de Styra-Ochi et d'Almyropotamos (KATSIKATSOS et al. 1976), qu'en Attique: Unités d'Avlon, d'Ekali et du Pentélique (CLÉMENT 1976).



### 1. *Les séries non (ou peu) métamorphiques*

Elles sont situées au nord et à l'ouest du Massif cristallin d'Attique-Cyclades et ont été étudiées en Locride, dans le Massif du Kallidromon (CELET 1962), en Eubée moyenne (GUERNET 1971), en Béotie et en Attique (CLÉMENT 1976). D'abord placées dans la «Zone subpélagonienne» elles ont été ensuite rattachées à la Zone pélagonienne (CELET et al. 1976, FERRIÈRE 1976, KAUFFMANN 1976), après que différents auteurs (GUERNET 1971) aient noté certaines ressemblances entre les faciès de ces deux zones.

Ces séries sont caractérisées par des calcaires néritiques massifs au Trias-Jurassique, surmontés par un mélange ophiolitique ou directement par le Crétacé supérieur discordant. Les calcaires triasiques reposent souvent sur d'épaisses formations détritiques du Paléozoïque supérieur-Trias inférieur et volcano-sédimentaires du Trias moyen. Ces différents caractères rappellent ceux du domaine Pélagonien septentrional, toutefois, on peut noter la plus grande fréquence des séries non métamorphiques, et le développement des formations volcano-sédimentaires du Trias, au sud.

KATSIKATSOS et al. (1976) ont d'ailleurs proposé de distinguer au sud du Sperchios un «Pélagonien non métamorphique ou subpélagonien» qui s'opposerait au Pélagonien métamorphique affleurant au nord. Ces deux plate-formes auraient été séparées au Trias-Jurassique par un bassin océanique dont les séries maliaques seraient des témoins. Nous discuterons de cette interprétation plus loin.

L'importance de l'érosion anté-Crétacé supérieur est très variable, le Crétacé supérieur pouvant reposer directement sur les ophiolites ou même sur les calcaires triasiques (CLÉMENT 1976).

Les structures tectoniques de grande ampleur semblent rares dans ces secteurs non métamorphiques, sauf au front des zones internes naturellement et en Attique où CLÉMENT (1976) décrit un ensemble d'unités tectoniques superposées (fig. 4).

### 2. *Les séries métamorphiques (fig. 1 et 2)*

Les séries métamorphiques d'Attique et d'Eubée appartiennent à la partie NW du «Massif cristallin d'Attique-Cyclades». La découverte dans ces terrains de fossiles mésozoïques en Attique (ARGYRIADIS 1967, PAPADEAS 1971) et surtout en Eubée méridionale (KATSIKATSOS 1970, 1971) a apporté la preuve de l'existence de la fenêtre d'Attique-Eubée méridionale, envisagée depuis longtemps à titre d'hypothèse (KOBEL 1929, RENZ 1940). Les études récentes en Attique (CLÉMENT 1976 et KATSIKATSOS 1977) et en Eubée méridionale (KATSIKATSOS et al. 1976) ont permis de distinguer plusieurs unités structurales au cœur de la «fenêtre» mais aussi de la «nappe» sus-jacente.

#### a) *Les séries métamorphiques d'Attique*

Sous les séries non métamorphiques du Parnis-Stéphani, CLÉMENT (1976) décrit une unité partiellement métamorphisée: l'Unité d'Avlon, recouvrant deux unités métamorphiques principales dites d'Ekali et du Pentélique. L'Unité d'Avlon

possède une série typiquement pélagonienne, avec des calcaires néritiques triasico-jurassiques, des ophiolites et un Crétacé supérieur discordant nettement détritique. Cette série diffère des séries non métamorphiques qui les surmontent par la présence d'ophiolites.

Les séries des Unités d'Ekali et du Pentélique n'offrent pas, dans l'état actuel des connaissances, d'équivalents connus. Le problème du sens de déplacement des unités supérieures sur les unités de base d'Ekali et du Pentélique est fondamental pour l'interprétation des séries de ces deux dernières unités.

*b) Les séries métamorphiques d'Eubée méridionale*

Selon KATSIKATSOS et al. (1976) ces séries constituent deux unités tectoniques principales: les Unités de Styra-Ochi et l'Unité d'Almyropotamos.

*Les Unités de Styra et de l'Ochi:* La série de Styra est formée de schistes, calcschistes, marbres et quartzites, celle de l'Ochi d'amphibolites et de méta-radiolarites (?) qui rappellent un ensemble ophiolitique métamorphisé (ANDRONOPOULOS 1962). L'absence de fossiles ne permet ni de les dater ni de déterminer leurs affinités paléogéographiques. Des arguments microtectoniques ont conduit néanmoins KATSIKATSOS et al. (1976) à placer ces séries dans les «zones internes». Le métamorphisme «schistes bleus» qui affecte les séries de Styra-Ochi (GUERNET 1971) permet de les rapprocher, de ce point de vue au moins, de celles de Makrinitza (Haut-Pélon) et de l'Ossa p. p.

*L'Unité d'Almyropotamos:* Elle est constituée de marbres massifs recouverts d'une formation schisteuse. Des fossiles triasiques (ARGYRIADIS 1967, KATSIKATSOS 1971) et Crétacé supérieur (KATSIKATSOS 1971) ont été découverts dans ces marbres, la base des schistes étant probablement ypréso-lutétienne (DUBOIS et al. 1978).

Les faciès de l'Unité d'Almyropotamos rappellent ceux des Unités supérieures d'Attique (Parnis notamment, CLÉMENT 1976), mais ils ont aussi été attribués à des «zones externes». Ainsi AUBOUIN (1973) a établi un parallèle entre les fenêtres d'Attique-Eubée et de l'Olympe; cette hypothèse a été reprise par DÜRR (1975) et JACOBHAGEN (sous presse). L'un de nous (FERRIÈRE 1974a) a proposé, par comparaison avec l'Othrys orientale, un déplacement du NW au SE de la «nappe» par rapport à l'unité inférieure de la fenêtre suggérant ainsi de rattacher les terrains cristallins de cette fenêtre aux zones internes. KATSIKATSOS et al. (1976) arrivent à une conclusion voisine, à l'aide d'arguments microtectoniques portant sur le sens de déplacement des différentes unités. Il est donc possible d'envisager l'appartenance de cette série au Pélagonien.

KATSIKATSOS et al. (1976) admettent l'existence d'une «plate-forme pélagonienne métamorphique» différente de la «plate-forme pélagonienne non métamorphique dite subpélagonienne» plus externe et séparée de la première par un bassin océanique auquel appartiendraient les séries maliaques. VERGELY (sous presse) place cette plate-forme occidentale dans les «zones externes», malgré la présence d'ophiolites et de Crétacé supérieur discordant. Pour KATSIKATSOS et al. (1974) la série d'Almyropotamos appartiendrait à cette plate-forme pélagonienne non métamorphique, ainsi que les séries plus externes, y compris le Parnasse.

Un tel dispositif est envisageable; il existe en effet quelques différences entre les séries pélagoniennes situées au nord du Sperchios et celles situées au sud, dans l'importance des métamorphismes ou des niveaux volcano-sédimentaires du Trias moyen par exemple (fig. 2). En outre en Yougoslavie un dispositif de même type existe dans les zones internes avec les plate-formes du Durmitor et de Golija qui bordent la Zone serbe équivalent possible de la Zone maliaque. Il appelle cependant quelques critiques: tout d'abord, cette interprétation regroupe sur une même transversale des éléments situés dans des secteurs très éloignés les uns des autres (Macédoine, Othrys, Eubée). Ensuite, aucune cicatrice majeure n'existe entre ces deux «Pélagoniens» de part et d'autre du Sperchios, si bien que la série d'Eubée du Nord – placée par KATSIKATSOS (1977) dans la plate-forme externe – a toujours été rattachée au «Massif pélagonien» (KOSSMAT 1924, RENZ 1940 ...). Enfin, des séries jugées équivalentes par ces auteurs, comme celles de Styra et de Makrinitza par exemple, se trouveraient en fenêtre sous des unités de signification totalement différente. L'hypothèse d'une position externe de la plate-forme pélagonienne septentrionale par rapport aux séries «schistes bleus» de l'Ossa et de Makrinitza est d'ailleurs tout à fait envisageable. Dans ces conditions il paraît plus conforme aux faits de relier les séries d'affinités pélagoniennes situées de part et d'autre du Sperchios.

### c) *Les Cyclades*

DÜRR (1975), puis DÜRR et al. (sous presse) et ALTHERR et al. (sous presse) proposent de rattacher les séries de ce secteur soit aux zones externes, soit à des séries de type «schistes bleus» non pélagoniennes (mises à part quelques séries). BONNEAU et al. (1978) comparent les séries métamorphiques de Naxos aux séries d'Eubée du Sud dont l'interprétation est encore l'objet de discussions (cf. ci-dessus).

### 3. *Conclusion*

Les formations néritiques carbonatées triasico-jurassiques observées dans les zones internes au sud du Sperchios (Locride, Béotie, Attique p.p. et Eubée moyenne et septentrionale) paraissent donc pouvoir être rattachées à la plate-forme pélagonienne septentrionale, donc à la Zone pélagonienne.

Il pourrait en être de même pour certaines séries métamorphiques appartenant aux unités structurales inférieures (séries d'Avlon en Attique et d'Almyropotamos en Eubée), très comparables du point de vue lithologique. En revanche les séries de Styra et de l'Ochi, bien que d'affinités internes, ne nous semblent pas pouvoir être rapportées aux séries pélagoniennes.

### C. LES LIMITES D'EXTENSION DE LA ZONE PÉLAGONIENNE ET DU PÉLAGONIEN (fig. 1, 3 et 4)

La plate-forme triasico-jurassique pélagonienne et le Pélagonien, tels qu'ils apparaissent sur les figures 3 et 4, sont beaucoup plus métamorphisés au nord qu'au

sud du Sperchios, à quelques exceptions près (Othrys centrale, Avlon et Almyropotamos?).

a) *Les limites orientales*

En Macédoine, la Zone pélagonienne semble s'arrêter au niveau du chevauchement tertiaire limitant à l'ouest la «Zone d'Almopias» (MERCIER 1966). L'appartenance éventuelle de la plate-forme triasico-jurassique païkonienne à la plate-forme pélagonienne reste problématique en l'absence de données claires sur les niveaux de cet âge dans la «Zone d'Almopias». Plus au sud, il semble possible de rattacher une partie des Sporades à la Zone pélagonienne et notamment les îles de Skiathos et, pour partie, de Skopelos (GUERNET 1971, JACOBSHAGEN 1978) et peut-être même de Skiros. Les descriptions fournies par GUERNET (1971) conduiraient à rattacher également certaines des îles orientales des Sporades du Nord (Alonnisos par exemple) à la Zone pélagonienne, mais selon JACOBSHAGEN (sous presse) ces îles appartiendraient à la Zone du Vardar. Au niveau des Cyclades cette limite est très hypothétique (cf. ci-dessus).

b) *Les limites occidentales*

Au nord du Sperchios, la Zone isopique pélagonienne est *structuralement* limitée à l'ouest par les Unités maliaques. La limite paléogéographique occidentale de la plate-forme triasico-jurassique pélagonienne se situait, probablement, au niveau de ce bassin océanique (?) (FERRIÈRE 1974a, 1976d). Au sud du Sperchios, la limite est classiquement celle du front des zones internes. Toutefois le problème du rattachement au Pélagonien de la plate-forme du Parnasse au Trias-Jurassique mérite d'être posé. Si les effets des phases tectoniques majeures anté-Crétacé supérieur au sein de cette éventuelle plate-forme néritique pélagono-parnassienne restent faibles à l'ouest de celle-ci, on peut noter que la série du Parnasse présente des niveaux de bauxite à cette époque. En outre, si la Zone béotienne (CELET et al. 1976) sépare bien structuralement et paléogéographiquement selon nous, le Parnasse des zones internes, il faut insister sur le fait que son caractère de sillon n'apparaît nettement, là où le soubassement est connu, qu'au Dogger ou plus sûrement au Malm (CLÉMENT 1972b). Toutefois, des éléments de calcaires pélagiques à Conodontes existent à l'état d'olistolites dans certains «mélanges pélagoniens», en Iti (WIGNIOLLE 1977), et même plus à l'est; ils pourraient représenter des témoins de l'ancien bassin maliaque au sud du Sperchios. Si le problème du rattachement de la plate-forme triasico-jurassique parnassienne à la plate-forme pélagonienne de même âge - Zone isopique pélagonienne - se pose, la Zone du Parnasse est exclue de la notion de Pélagonien, ce dernier ensemble ayant été, par définition, affecté par les phases tectoniques précoces. En Argolide enfin, certaines séries pourraient être attribuées à la Zone pélagonienne (B. Vrielynck, renseignement oral).

c) *Remarques à propos de la «transversale du Sperchios»*

Les différences géologiques observées de part et d'autre de ce fleuve et notamment la présence de séries parnassiennes au sud et de séries maliaques au nord, sont

difficiles à interpréter. Si le rejet vertical des failles récentes observées sur le bord sud de la dépression du Sperchios peut être la cause de la réapparition de la Zone du Parnasse à l'affleurement ainsi que de la différence d'altitude importante observée entre les séries béotiennes de part et d'autre du Sperchios, il ne peut expliquer les différences de composition des zones internes chevauchantes au nord et au sud. Des indices – présence de séries de type Ammonitico-rosso, de brèches grossières triasico-jurassiques en bordure nord du Sperchios au sein des séries maliaques (FERRIÈRE 1978a) – permettent de penser qu'une paléogéographie transverse a pu exister au cours du Mésozoïque dans les zones internes, et notamment la Zone maliaque, mais l'existence de tectoniques tangentielles majeures a pu modifier les positions respectives des différents ensembles paléogéographiques.

Ces quelques indices permettent d'envisager des différences paléogéographiques précoces de part et d'autre du Sperchios, une plate-forme pélagonienne plus importante au sud qu'au nord par exemple, et corrélativement, un bassin maliaque moins développé au sud (cf. ci-dessus). En outre ils plaident en faveur de l'hypothèse d'une disjonction précoce par un mécanisme de faille transformante (AUBOUIN et al. 1975); mais il est alors difficile d'expliquer pourquoi ces failles anciennes n'affectent nettement que les zones internes (cf. ci-dessus) alors que le fossé d'effondrement récent (couloir de Karpenission) qui se superpose à l'ancienne structure transverse (supposée) traverse toutes les zones jusqu'au golfe d'Arta. Cette faille transformante aurait pu affecter les zones externes au Trias-Jurassique par exemple, mais il est alors surprenant de constater son peu d'influence sur les séries pindiques au niveau de la transversale de Karpenission.

## V. Evolution de la Zone pélagonienne et du Pélagonien

### 1. Installation de la Zone pélagonienne au Trias-Jurassique

La plate-forme pélagonienne prend naissance au Trias et s'individualise nettement au Trias supérieur, période durant laquelle les calcaires néritiques massifs à Mégalodontes sont très répandus dans toute cette zone. En revanche, les dépôts qui précèdent cette sédimentation carbonatée peuvent être calcaro-détritiques ou même riches en éléments volcaniques; c'est le cas au Trias (inférieur?) moyen pour la plate-forme pélagonienne méridionale en Eubée et en Attique par exemple. Naturellement on connaît des faciès néritiques au Trias inférieur-moyen dans la Zone pélagonienne, mais ceux-ci peuvent exister, aussi, dans les séries maliaques de transition.

### 2. Les phases tectoniques anté-Crétacé supérieur (fig. 3)

Le changement important qui intervient ensuite est marqué par l'apparition de niveaux pélitiques ou radiolaritiques à la fin du Malm (Kimméridgien?). Des sédiments semblables existent, d'ailleurs, dans la Zone maliaque et même dans la Zone du Pinde à cette époque.

Vient ensuite une formation pélitique et chaotique à blocs de grès, de pillow-lavas, de serpentines, de roches métamorphiques (plus rares) dont la base semble en



continuité avec la formation précédente: c'est le «mélange» annonciateur de l'arrivée des *nappes ophiolitiques* (CELET 1976, CELET et al. 1977). Il existe parfois à la base de la nappe ophiolitique anté-Crétacé supérieur, une semelle de roches métamorphiques formée soit d'amphibolites pouvant représenter des métagabbros, soit de roches d'origine sédimentaire ou autre pouvant correspondre à des copeaux arrachés au cours de la mise en place des nappes ophiolitiques.

En Othrys, le «mélange» pélagonien est recouvert par les nappes maliaques, surmontées elles-mêmes par la nappe ophiolitique. En d'autres endroits, les nappes ophiolitiques reposent, par l'intermédiaire des niveaux volcano-détritiques, sur les séries pélagoniennes (Vourinos, Kallidromon, etc. ...). La plate-forme pélagonienne carbonatée a, surtout au nord du Sperchios, subi des déformations tectoniques précoces: microplis synschisteux en Macédoine (MERCIER 1968) et nappes intrapélagoniennes en Othrys centrale (FERRIÈRE 1974a) par exemple.

Le métamorphisme anté-Crétacé supérieur est surtout développé en Macédoine, au nord de la Zone pélagonienne (fig. 3). Dans le Massif cristallin de Thessalie (Pélion par exemple), de nombreux indices permettent d'en supposer l'existence, mais il est en partie masqué par les effets du (des) métamorphisme(s) tertiaire(s). Au sud du Sperchios enfin, ses effets semblent moins nets; toutefois, dans les Unités métamorphiques méridionales, il peut être, là aussi, masqué par les effets du ou des métamorphismes tertiaires.

A la fin du Jurassique, la plate-forme pélagonienne tectonisée et métamorphisée, dans sa partie nord notamment, recouverte par les nappes maliaques (Othrys, Pélion) et/ou par des ophiolites, est alors soumise à une érosion importante qui atteint au moins le Trias en Attique. Les différences observées entre les régions septentrionales et méridionales pourraient être d'origine tectonique ou même paléogéographique de part et d'autre de la transversale du Sperchios, dès cette époque. La Zone pélagonienne n'existe plus après cette période, en tant que zone isopique; nous avons affaire désormais au Pélagonien qui regroupe l'ensemble des séries associées aux sédiments de la plate-forme pélagonienne au cours de son évolution.

### 3. *La sédimentation au Crétacé et le flysch terminal*

Au Crétacé supérieur et parfois dès le Crétacé inférieur, la plate-forme pélagonienne et ses klippes ophiolitiques ou maliaques sont recouverts en transgression par des dépôts conglomératiques, tandis qu'une certaine instabilité tectonique demeure (MERCIER 1968, FERRIÈRE 1974a). Dans certains secteurs (Othrys, etc.) la sédimentation est nettement plus détritique à l'est (flysch, conglomérats) qu'à l'ouest (calcaires à Rudistes).

Enfin, au cours du Maestrichtien ou au début du Paléocène des arrivées terrigènes importantes alimentent un flysch qui recouvre toutes les zones internes, y compris le Pélagonien.

### 4. *Les phases tectoniques tertiaires*

Ces phases sont nombreuses au sein des zones internes. MERCIER et al. (1972) en ont reconnu trois en Macédoine: la première à déversement du NNE au SSW



( $b = N 110-120^\circ$ ), la seconde à déversement du NNW au SSE ( $b = N 60^\circ$ ) et la troisième du NE au SW ( $b = N 150^\circ$ ). Ces auteurs signalent les mêmes phases avec le même déversement en Eubée méridionale (KATSIKATSOS et al. 1976).

Les déformations tertiaires montrent également des directions axiales variées en Thessalie, avec notamment une «phase transverse», voisine de  $N 60^\circ$  dans le Pélion et des directions plus ou moins E-W dans le Chalkodonio et en Othrys orientale. A Naxos toutefois, BONNEAU et al. (1978) observent des directions différentes.

Les conséquences de ces phases sur l'édifice pélagonien sont importantes:

- *La première phase* serait responsable en Eubée de la superposition de l'Unité de Styra-Ochi sur l'Unité d'Almyropotamos (KATSIKATSOS et al. 1976) et peut-être de structures de moindre ampleur, à l'instar de celles décrites dans le Massif du Chalkodonio (FERRIÈRE 1977). La fenêtre de Dimini pourrait lui être également attribuée, mais les arguments sont encore insuffisamment étayés.
- *La deuxième phase* verrait la mise en place de la «fenêtre d'Attique-Eubée», l'Unité de l'Eubée moyenne recouvrant l'ensemble Styra-Almyropotamos (KATSIKATSOS et al. 1976). Une phase de direction axiale voisine pourrait être également responsable de la fenêtre du Haut-Pélon et par comparaison de celle de l'Ossa (?). Dans la totalité du Pélon, en effet, les séries pélagoniennes – y compris les formations métamorphiques supposées d'âge Crétacé supérieur – présentent de nombreux plis, dont les directions axiales sont proches de  $N 60^\circ$ .  
*Remarque:* De nombreux plis ou chevauchements de direction est-ouest affectent le Crétacé supérieur et le flysch paléocène, que ce soit en Attique (CLÉMENT 1976) ou en Othrys orientale (FERRIÈRE 1974a). Du fait de leur direction axiale, ils peuvent être attribués à l'une ou l'autre des deux premières phases tertiaires si toutefois ces directions restent constantes de l'Eubée à la Macédoine. L'ordre de ces phases n'est d'ailleurs pas clairement établi dans tous les secteurs du Pélagonien.
- *La troisième phase* ( $b = N 150^\circ$  et déversement SW) est bien individualisée: c'est la phase de charriage des zones internes, notamment du Pélagonien, sur les zones externes, responsable de la fenêtre de l'Olympe.

Pour JACOBSHAGEN (sous presse), durant cette période tectonique tertiaire des phénomènes d'obduction auraient amené des klippen de croûte ophiolitique océanique sur le Pélagonien ou d'autres domaines.

### Conséquences

L'existence de phases tertiaires à déversements variés, même s'ils ne sont pas constants à l'échelle des Hellénides, permet des interprétations différentes. Certains auteurs admettent a priori qu'une série apparaissant en fenêtre occupe une situation paléogéographique plus externe que celle des séries en nappes: or ceci ne semble pas toujours être le cas. Comme nous l'avons déjà dit et comme l'admettent KATSIKATSOS et al. (1976) en Eubée, les séries de type «schistes bleus» (Makrinitza, Styra, Ochi) auraient pu occuper des positions plus internes que les séries de la nappe pélagonienne qui les recouvrent, tout comme les séries de Dimini et d'Almyropotamos peuvent correspondre à des unités de type pélagonien ayant acquis secondaire-

ment une position structurale inférieure par rapport au Pélagonien typique (FERRIÈRE 1976c).

La structuration interne du Pélagonien semble donc être due aux premières phases tertiaires alors que le déplacement de l'ensemble vers le SW résulterait de la dernière phase tangentielle.

*Quant au métamorphisme tertiaire*, il est plus ou moins important au sein du Pélagonien (fig. 4). En Macédoine, en Thessalie occidentale et au sud du Sperchios il semble peu, ou pas, développé. Il l'est beaucoup plus en Ossa et dans le Pélion et, si l'on rattache les séries d'Avlon et d'Almyropotamos au Pélagonien, on doit admettre que celui-ci a été également métamorphisé dans les régions méridionales. Ce métamorphisme est de type «schistes verts» dans le Pélagonien du Massif de l'Ossa par exemple, mais certains secteurs semblent aussi atteints par le métamorphisme HP/BT, en Eubée (AUBOUIN et al. 1963), en Ossa (DERYCKE et al. 1978), dans le Pélion (?) et dans les Cyclades (ALTHERR et al., sous presse), au sein de séries d'appartenance, il est vrai, inconnue.

### 5. Les événements récents

C'est la période de dépôts des molasses tardi- et post-géosynclinales (AUBOUIN 1959). Le sillon méso-hellénique s'installe à la fois sur les ensembles pélagoniens et sur les ensembles ophiolitiques et «maliaques» comme le Crétacé supérieur le faisait sur les séries des Zones pélagonienne et maliaque.

De grands bombements conduisent enfin à l'exhumation des séries appartenant aux unités tectoniques inférieures, c'est-à-dire à l'ouverture des principales fenêtres tectoniques signalées; des failles verticales affectent, enfin, ces différents ensembles. Ce calendrier des événements est schématique, en effet, des périodes d'érosion importante existent avant les dernières phases tangentielles tertiaires aussi bien dans les Cyclades que dans le Pélion où les klippes de Lechonia reposent à la fois sur les séries de l'Unité supérieure et sur la série de Makrinitza.

## VI. Conclusions

Les données géologiques récentes obligent à reconsidérer la notion classique de Zone pélagonienne. Afin de conserver au terme «pélagonien» une signification aussi proche que possible de celle qu'elle possédait auparavant, nous proposons d'y distinguer une *Zone pélagonienne* ayant la signification de zone isopique et le *Pélagonien*, ensemble régional complexe.

*La Zone pélagonienne* correspond dans notre définition à la plate-forme triasico-jurassique dont l'extension est représentée sur les figures 1 et 3. Les limites de la Zone pélagonienne, ainsi définie, sont très généralement des limites structurales, de sorte que les faciès de passage aux zones adjacentes peuvent ne pas apparaître à l'affleurement. Elle serait limitée, dans la mesure où cela est déterminable, et selon les transversales, à l'ouest par les bassins maliaque, béotien (?) ou pindique et à l'est par le bassin vardarien le plus occidental (Almopias ou Péonias ?).

Toutefois les rapports entre la plate-forme triasico-jurassique pélagonienne et les plate-formes de même âge du Païkon à l'est, du Parnasse (et du Béotien ?) à l'ouest, ne sont pas encore établis clairement. Quoiqu'il en soit la Zone pélagonienne s'enrichit dans notre définition de secteurs autrefois placés dans la Zone subpélagonienne, notamment au sud du Sperchios.

En ce qui concerne l'extension longitudinale de la Zone isopique pélagonienne nous pensons, en dépit des différences paléogéographiques qui ont pu exister de part et d'autre de la «transversale du Sperchios» – plus grande largeur de la plate-forme pélagonienne et réduction correlative du bassin maliaque au sud par exemple – que les deux plate-formes, septentrionale et méridionale, appartiennent bien au même ensemble paléogéographique.

Cette Zone pélagonienne appartient totalement, ou presque (?) (cf. problème de la plate-forme triasico-jurassique parnasienne), au domaine des zones internes, caractérisé par l'existence de phases tectoniques anté-Crétacé supérieur. Ces phases tectoniques, au cours desquelles se mettent en place les ophiolites, s'accompagnent et sont même précédées par un changement de sédimentation sur la plate-forme pélagonienne: dépôt de niveaux siliceux et pélitiques, puis chaotiques (mélange) à éléments ophiolitiques.

Les dépôts du Crétacé inférieur, lorsqu'ils existent, et/ou supérieur sont discordants et se terminent par un flysch. La répartition et la nature de ces dépôts crétacés ne sont pas calquées sur la paléogéographie antérieure si bien que l'étude de ces dépôts ne permet pas de déduire la nature de leur soubassement; en l'absence de zonation plus précise au sein de ceux-ci, ils ne peuvent caractériser, que les zones internes.

C'est pourquoi nous pensons qu'il est nécessaire de définir un *domaine pélagonien* ou mieux encore le *Pélagonien* regroupant l'ensemble des séries caractéristiques de la Zone isopique pélagonienne et leur soubassement ayant subi les phases tectoniques précoces – le Parnasse en est donc exclu – ainsi que les terrains sus-jacents. Lorsque des klippes maliaques existent sur un soubassement triasico-jurassique de type pélagonien, l'ensemble doit être naturellement placé dans le Maliaque.

Pendant les phases tectoniques anté-Crétacé supérieur, une partie importante de la plate-forme pélagonienne est intensément métamorphisée et déformée, elle subit des écaillages et se débite même en «nappes» (Othrys centrale) mais elle reste globalement sous les unités tectoniques ophiolitiques et maliaques.

Au Tertiaire, certains secteurs sont à nouveau métamorphisés. La plate-forme est désormais dissociée en de nombreuses unités tectoniques (cf. Attique). Elle recouvre tectoniquement différents types de séries: les séries de Dimini et d'Almyropotamos, peut-être pélagoniennes, et les séries de l'Ossa, de Makrinitza et de Styra-Ochi dont les significations ne sont pas encore totalement élucidées. Enfin, l'ensemble «pélagono-maliaque» est soumis à une translation fondamentale (relative) vers le SW marquée par la fenêtre de l'Olympe.

En ce qui concerne le métamorphisme et la tectonique, des différences importantes existent entre les différents secteurs du Pélagonien: le domaine septentrional semble en effet avoir été plus métamorphisé et plus déformé que le domaine

méridional, aussi bien durant les phases précoces qu'au Tertiaire. Bien que des affleurements pélagoniens non métamorphiques apparaissent sous les unités maliaques au nord et qu'il existe des unités métamorphiques très déformées au SE (en bordure du Massif d'Attique-Cyclades), ces différences semblent être l'indice de différences géologiques profondes entre les deux domaines, même s'il s'agit, ce que nous pensons, d'un même ensemble paléogéographique.

L'histoire du Pélagonien est donc complexe, et contrairement à ce que l'on pensait auparavant, elle est caractérisée par une très grande mobilité. S'il représente bien «l'épine dorsale» des zones internes c'est qu'il possède en fait une extension très grande, avec des formations carbonatées épaisses mais cela ne préjuge en rien de son comportement au cours des différentes phases tectoniques.

Pour conclure enfin nous voudrions insister sur le rôle charnière joué par la Zone pélagonienne placée par certains auteurs sur la marge européenne (d'après l'extension des phases tectoniques précoces par exemple) et par d'autres sur la marge apulienne (d'après l'origine des ophiolites). Ce type d'interprétation n'a pas été envisagé ici, à dessein, le but de notre exposé étant de cerner, dans un premier temps, la signification géologique du Pélagonien en restant aussi près que possible des faits observés.

#### BIBLIOGRAPHIE

- ALBANDAKIS, N., & KALLERGIS, G. (1971): *Contribution to the knowledge of the age of shale/chert formation in western Thessaly (Theopetra, Koziakas)*. – Bull. geol. Soc. Greece 8/1, 25-32.
- ALTHERR, R., & SEIDEL, E. (sous presse): *Speculation on the Geodynamic Evolution of the Attic-Cycladic Crystalline complex during Alpidic Times*. – VI<sup>e</sup> Colloq. Géol. Régions égéennes (Athènes 1977).
- ANDRONOPOULOS, B. (1962): *Etude géologique de la partie sud de l'île d'Eubée*. – Inst. Geol. subsurf. Res. Athènes 7/4, 102-234.
- ARGYRIADIS, I. (1967): *Sur le problème des relations structurales entre formations métamorphiques et non métamorphiques en Attique et en Eubée*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 264, 438-441.
- ARGYRIADIS, I., MERCIER, J., & VERGELY, P. (1976): *La fenêtre d'Attique-Cyclades et les corrélations Hellénides-Taurides*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 283, 599-601.
- AUBOUIN, J. (1959): *Contribution à l'étude de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie*. – Ann. géol. Pays hellén. 10, 1-483.
- (1973): *Des tectoniques superposées et leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tardi-tectonique, néotectonique*. – Bull. Soc. géol. France (7), 15, 426-461.
- AUBOUIN, J., & BONNEAU, M. (1977): *Sur la présence d'un affleurement de flysch éocrétacé (Béotien) au front des unités du Koziakas (Thessalie, Grèce): la limite entre les zones externes et les zones internes dans les Hellénides*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 284, 2075-2078.
- AUBOUIN, J., BONNEAU, M., CELET, P., CHARVET, J., CLÉMENT, B., DEGARDIN, J.M., DER COURT, J., FERRIÈRE, J., FLEURY, J.J., GUERNET, C., MAILLOT, H., MANIA, J., MANSY, J.L., TERRY, J., THIÉBAULT, F., TSOFLIAS, P., & VERRIEZ, J.J. (1970): *Contribution à la géologie des Hellénides: Le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne*. – Ann. Soc. géol. Nord 90/4, 277-306.
- AUBOUIN, J., BRUNN, J.H., CELET, P., DER COURT, J., GODFRIAUX, I., & MERCIER, J. (1963): *Esquisse de la géologie de la Grèce*. – Mém. h.s. Soc. géol. France 1960-1963/II, 583-610 (Livre Mém. P. Fallois).
- AUBOUIN, J., BRUNN, J.H., CELET, P., DER COURT, J., GODFRIAUX, I., MERCIER, J., LYS, M., MARIE, P., NEUMANN, M., SIGAL, J., & SORNAY, J. (1960): *Le Crétacé supérieur en Grèce*. – Bull. Soc. géol. France (7), 2, 452-469.
- AUBOUIN, J., & DER COURT, J. (1975): *Les transversales dinariques dérivent-elles de paléofailles transformantes?* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 281, 347-350.



- AUBOUIN, J., & GUERNET, C. (1963): *Sur la stratigraphie et la tectonique de l'Eubée moyenne (Grèce)*. – Bull. Soc. géol. France (5), 5, 821-827.
- BARTON, C. M. (1976): *The tectonic vector and emplacement age of an allochthonous basement slice in the Olympos area, NE Greece*. – Bull. Soc. géol. France (7), 18/2, 253-258.
- BERNOULLI, D., & LAUBSCHER, H. (1972): *The palinspastic problem of the Hellenides*. – Eclogae geol. Helv. 65/1, 107-118.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J., & LE PICHON, X. (1977): *From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system*. In: BIJU-DUVAL, B., & MONTADERT, L. (Eds.): *Structural History of the Mediterranean Basins* (p. 143-164). – Ed. Technip, Paris.
- BLUMENTHAL, M. (1931): *Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge*. – Eclogae geol. Helv. 24, 347-372.
- BONNEAU, M., GEYSSANT, J., & LEPVRIER, C. (1978): *Corrélation entre phases de déformation et métamorphisme dans les Cyclades (Grèce); exemple de l'île de Naxos*. – 6<sup>e</sup> Réun. annu. Sci. de la Terre (Orsay).
- BORNOVAS, J., & PHILIPAKIS, N. (1972): *Carte géologique à 1:50 000<sup>e</sup>, Farsala*. – I.G.S.R. (Athènes).
- BRUNN, J. H. (1956): *Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale*. – Ann. géol. Pays hellén. 8, 1-358.
- (1959): *Zone du Vardar et zone pélagonienne en Grèce (Note préliminaire)*. – C.R. Soc. géol. France 1959/6, 138-139.
- (1960): *Les zones helléniques internes et leur extension*. – Bull. Soc. géol. France (7), 2, 470-486.
- BRUNN, J. H., CLÉMENT, B., & DERCOURT, J. (sous presse): *Historique des recherches géologiques dans les Hellenides*. – VI<sup>e</sup> Colloq. Géol. Régions égéennes (Athènes 1977).
- BRUNN, J. H., FAUGÈRES, L., & ROBERT, P. (1970): *Existence dans la région de Kozani du prolongement occidental de la nappe du Haut-Vermion (Macédoine, Grèce)*. – C.R. Soc. géol. France 1970/7, 253-255.
- (1972): *Une nouvelle série du Jurassique moyen-Crétacé inférieur surmontant les ophiolites dans le détroit de Kozani (Macédoine, Grèce)*. – C.R. Soc. géol. France 1972/1, 27-29.
- CELET, P. (1962): *Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale*. – Ann. géol. Pays hellén. 13, 80-90.
- (1976): *A propos du mélange de type «volcano-sédimentaire» de l'iti (Grèce méridionale)*. – Bull. Soc. géol. France (7), 18/2, 299-307.
- CELET, P., CADET, J. P., CHARVET, J., & FERRIÈRE, J. (1977): *Volcano-sedimentary and volcano-detritic phenomena of mesozoic age in Dinarid and Hellenic ranges: A comparison*. In: BIJU-DUVAL, B., & MONTADERT, L. (Eds.): *Structural History of the Mediterranean Basins* (p. 35-46). – Ed. Technip, Paris.
- CELET, P., & CLÉMENT, B. (1971): *Sur la présence d'une nouvelle unité paléogéographique et structurale en Grèce continentale du Sud: l'Unité du flysch béotien*. – C.R. Soc. géol. France 1971/1, 43-47.
- CELET, P., CLÉMENT, B., DERYCKE, F., FERRIÈRE, J., & GODFRIAUX, I. (1976): *Les zones internes helléniques de la bordure occidentale de la mer Egée: mise au point*. – 4<sup>e</sup> Réun. annu. Sci. de la Terre (Paris).
- CELET, P., CLÉMENT, B., & FERRIÈRE, J. (1976): *La zone béotienne en Grèce: Implications paléogéographiques et structurales*. – Eclogae geol. Helv. 69/3, 577-599.
- CELET, P., FERRIÈRE, J., & 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. France (7), 19/4, 935-942.
- CHENEVART, C., & KATSIKATSOS, G. (1967): *Carte géologique de l'île d'Eubée à 1:200 000*. – Athènes.
- CHRISTODOULOU, G., & TSAILA-MONOPOLIS, S. (1972): *Contribution to the knowledge of the stratigraphy of Triassic in the eastern hellenic zone*. – Bull. Soc. géol. Grèce 9, 101-108.
- CLÉMENT, B. (1971): *Découverte d'un flysch éocrétacé en Béotie (Grèce continentale)*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 272, 791-792.
- (1972): *Sur une nouvelle interprétation tectonique du Sud-Ouest des Monts Geranées (Grèce continentale)*. – Ann. Soc. géol. Nord 92/3, 171-175.
- (1976): *Essai d'interprétation structurale d'un secteur des zones internes helléniques: l'Attique-Béotie*. – Bull. Soc. géol. France (7), 18/2, 309-316.
- CLÉMENT, B., & FERRIÈRE, J. (1973): *La phase tectonique anté-Crétacé supérieur en Grèce continentale*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 276, 481-484.

- COURTIN, B. (1977): *Etude géologique de la bordure méridionale de la plaine de Thessalie (Grèce continentale)*. – D.E.A. Lille (non publié).
- DERCOURT, J. (1964): *Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponèse septentrionale*. – Ann. géol. Pays hellén. 15, 1–417.
- (1970): *L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques*. – Bull. Soc. géol. France (7) 12/2, 261–317.
- (1972): *The Canadian Cordillera, the Hellenides, and the Sea-Floor Spreading Theory*. – Canad. J. Earth Sci. 9/6, 709–743.
- DERCOURT, J., AUBOUIN, J., SAVOYAT, E., DESPRAIRIE, A., TERRY, J., VERGELY, P., MERCIER, J., GODFRIAUX, I., FERRIÈRE, J., FLEURY, J.J., CELET, P., & CLÉMENT, B. (1977): *Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce (9–20 sept. 1976)*. – Bull. Soc. géol. France (7), 19/1, 5–70.
- DERCOURT, J., CELET, P., COTTIN, J.Y., DEWEVER, P., FERRIÈRE, J., GRANDJACQUET, C., HACCARD, D., TERRY, J., & WIGNIOLLE, E. (1977): *Importance d'une tectonique jurassique supérieur sur les marges de la plaque d'Apulie (Hellénides et Apennins Ligures)*. – Bull. Soc. géol. France (7), 19/3–4, 917–926.
- DERYCKE, F., & GODFRIAUX, I. (1976): *Métamorphismes «schistes bleus et schistes verts» dans l'Ossa et le Bas-Olympe (Thessalie, Grèce)*. – Bull. Soc. géol. France (7), 18/2, 252.
- (1978): *Découverte de microfaunes paléogènes dans le flysch métamorphique de Spilia (Ossa, Grèce)*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 286, 555–558.
- DERYCKE, F., GODFRIAUX, I., & PICHON, J.F. (sous presse): *Géologie de l'Ossa et du Bas-Olympe: éléments stratigraphiques et métamorphiques*.
- DERYCKE, F., GODFRIAUX, I., & ROBASZYNSKI, F. (1974): *Sur quelques paragenèses du métamorphisme de haute pression–basse température dans l'Ossa et le pourtour de la fenêtre de l'Olympe (Grèce)*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 279, 227–230.
- DIXON, J.E. (1976): *Glaucofane schists of Syros, Greece*. – Bull. Soc. géol. France (7), 18/2, 280.
- DUBOIS, R., & BIGNOT, G. (1978): *Un Hard-ground nummulitique au sommet de la série d'Almyropotamos, une fenêtre hellénique «hybride» en Eubée méridionale*. – 6<sup>e</sup> Réunion. annu. Sci. de la Terre (Orsay).
- DÜRR, S. (1975): *Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins/SW-Anatolien und seine Äquivalente in der mittleren Ägäis*. – Manusk., Marburg.
- DÜRR, S., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRUSCH, M., & SEIDEL, E. (sous presse): *The median aegae crystalline belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magnetism*. In: CLOSS, ROEDER & SCHMIDT (Eds.): *Alps, Apennines, Hellenides*.
- FERRIÈRE, J. (1972): *Sur l'importance des déplacements tangentiels en Othrys centrale au Nord-Est d'Anavra (Grèce)*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 274, 174–176.
- (1973): *Données nouvelles sur le Crétacé supérieur de la zone pélagonienne en Thessalie méridionale orientale (bordure occidentale du Golfe de Volos, massifs du Chalkodonio et du Pélion)*. – Ann. Soc. géol. Nord 93/2, 137–145.
- (1974a): *Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes subpélagonienne et pélagonienne (massif de l'Othrys, Grèce continentale). Importance et signification de la période orogénique anté-Crétacé supérieur*. – Bull. Soc. géol. France (7), 16, 543–562.
- (1974b): *Nouvelles données stratigraphiques sur le massif du Koziakas*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 278, 995–998.
- (1976a): *Etude préliminaire d'un secteur des massifs cristallins internes («zone pélagonienne»): la région de Volos, Grèce continentale orientale*. – Bull. Soc. géol. France (7), 18/2, 265–273.
- (1976b): *Nouvelles données concernant l'âge des terrains métamorphiques de la partie méridionale de la presqu'île du Pélion (Grèce continentale orientale); Présence probable du Crétacé supérieur*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 282, 1407–1410.
- (1976c): *Etude préliminaire des terrains métamorphiques de la presqu'île du Pélion antérieur aux niveaux conglomératiques présumés Crétacé supérieur*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 282, 1485–1488.
- (1976d): *Sur la signification des séries du massif de l'Othrys (Grèce continentale orientale) la zone isopique maliaque*. – Ann. Soc. géol. Nord 96/2, 121–134.
- (1977): *Le massif du Chalkodonio et sa bordure méridionale (Grèce continentale orientale): aperçu stratigraphique et tectonique*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 284, 2323–2326.
- (1978a, sous presse): *Faits nouveaux concernant la zone isopique maliaque (Grèce continentale orientale)*. – VI<sup>e</sup> Colloq. Géol. Régions égéennes (Athènes 1977).
- (1978b, sous presse): *Le secteur méridional du «massif métamorphique de Thessalie»: Le massif du Pélion et ses environs*. – VI<sup>e</sup> Colloq. Géol. Régions égéennes (Athènes 1977).



- (1978c): *Le massif métamorphique du Pélion (Grèce orientale): nouvelles données paléontologiques et tectoniques; conséquences structurales.* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 286, 567-570.
- FERRIÈRE, J., & VERGELY, P. (1976): *A propos des structures tectoniques et microtectoniques observées dans les nappes anti-Crétacé supérieur d'Othrys centrale (Grèce continentale): Conséquences.* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 283, 1006.
- FLEURY, J., & GODFRIAUX, I. (1975): *Arguments pour l'attribution de la série de la fenêtre de l'Olympe (Grèce) à la zone de Gavrovo-Tripolitza.* – Ann. Soc. géol. Nord 94, 149-156.
- GODFRIAUX, I. (1968): *Etude géologique de la région de l'Olympe (Grèce).* – Ann. géol. Pays hellén. 19, 1-280.
- GODFRIAUX, I., & MERCIER, J. (1964): *Essai de comparaison des massifs métamorphiques de Thessalie et de Macédoine.* – Ann. Soc. géol. Nord 84, 205-221.
- GUERNET, C. (1971): *Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce).* – Mém. Fac. Sci. Paris (Thèse Sorbonne).
- (1972): *Le « cristallin » de l'Eubée du Sud et ses problèmes. Comparaison avec le « cristallin » du Laurium et de Samos (Grèce).* – Z. dtsh. geol. Ges. 123, 353-364.
- (1975): *Sur l'âge des formations métamorphiques du massif d'Attique-Cyclades (Grèce).* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 280, 1525-1527.
- HYNES, A.J., NISBET, E.G., SMITH, A.G., WELLAND, J.P., & REX, D.C. (1972): *Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othrys région (Eastern central Greece).* – Z. dtsh. geol. Ges. 123, 455-468.
- JACOBSHAGEN, V. (1972): *Die Trias der mittleren Ost-Ägäis und ihre paläogeographischen Beziehungen innerhalb der Helleniden.* – Z. dtsh. geol. Ges. 123, 445-454.
- (sous presse): *Structure and geotectonic evolution of the Hellenides.* – VI<sup>e</sup> Colloq. Géol. Régions égéennes (Athènes 1977).
- JACOBSHAGEN, V., MARTZ, J., & REINHARD, R. (1977): *Eine alttertiäre Ophiolith-Decke in den inneren Helleniden NE-Griechenlands.* – N. Jb. Geol. Paläont. [Mh.] 10, 613-620.
- JACOBSHAGEN, V., RISCH, H., & ROEDER, D. (1976): *Die eohellenische Phase, Definition und Interpretation.* – Z. dtsh. geol. Ges. 127, 133-145.
- JACOBSHAGEN, V., SKALA, W., & WALLBRECHER, E. (1976): *Observations sur le développement tectonique des Sporades du Nord.* – Bull. Soc. géol. France (7), 18/2, 281-286.
- JANSEN, J.B.H., & SCHUILLING, R.D. (1976): *Metamorphism on Naxos, Petrology and geothermal gradients.* – Amer. J. Sci. 267, 1225-1253.
- KATSIKATSOS, G. (1970): *Les formations triasiques de l'Eubée centrale.* – Ann. géol. Pays hellén. 22, 62-76.
- (1971): *L'âge du système métamorphique de l'Eubée méridionale et sa subdivision stratigraphique.* – Prakt. Acad. Athènes 44 (1969), 223-238.
- (1977): *La structure tectonique de l'Attique et de l'île d'Eubée.* – Bull. Soc. géol. France (7), 18/1, 75-76.
- KATSIKATSOS, G., MERCIER, J., & VERGELY, P. (1976a): *L'Eubée méridionale: une double fenêtre polyphasée dans les Hellénides internes (Grèce).* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 283, 459-462.
- (1976b): *La fenêtre d'Attique-Cyclades et les fenêtres métamorphiques des Hellénides internes (Grèce).* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 283, 1613-1616.
- KAUFFMANN, G. (1976): *Perm und Trias im östlichen Mittelgriechenland und auf einigen ägäischen Inseln.* – Z. dtsh. geol. Ges. 127, 387-398.
- KOBER, L. (1929): *Die Grossgliederung der Dinariden.* – Cbl. Mineral. Geol. Paläont. (B), 1929, 425-437.
- (1952): *Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens.* – Serb. Akad. Wiss. [Sonderausg.] 189 (Geol. Institut, Nr. 3).
- KOSSMAT, F. (1924): *Geologie der zentralen Balkanhalbinsel.* – Bornträger, Berlin.
- LELEU, M., & NEUMANN, M. (1969): *L'âge des formations cristallines de l'Attique: du Paléozoïque au Mésozoïque.* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 268, 1361-1363.
- MARINOS, G. (1956): *Über Geologie, Petrologie und Metallogeneese des Ophiolith-Komplexes in Ostgriechenland.* – Berg- u. hüttenmänn. Mh. montan. Hochsch. Leoben 101, 34-36.
- (1957): *Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonische Zonen.* – Geol. Rdsch. 46/2, 421-426.
- MERCIER, J. (1960): *Zone pélagonienne et zone du Vardar en Macédoine grecque.* – Bull. Soc. géol. France (7), 2, 435-449.
- (1968): *Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce).* – Ann. géol. Pays hellén. 20, 1-792.

- MERCIER, J., & VERGELY, P. (1972): *Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce); décrochement d'âge anté-Crétacé supérieur*. - Z. dtsh. geol. Ges. 123, 469-489.
- NEGRIS, P. (1913): *Sur l'âge de la série cristallo-phyllienne des Cyclades et sur l'époque des plissements qui l'ont affectée*. - C. R. Acad. Sci. (Paris) 156, 829-831.
- NEUMAYR, M. (1880): *Der geologische Bau des westlichen Mittel-Griechenland*. - Denkschr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. 40, 91-128.
- PAPADEAS, G. (1971): *Zur Stratigraphie und Altersstellung der metamorphen Serien N von Athen (Marathon)*. - Prakt. Acad. Athènes 44, 10-18.
- PHILIPPSON, A. (1898): *La tectonique de l'Egèide*. - Ann. Géogr. 7, 112-141.
- PICHON, J. F. (1976): *Conditions de gisement des Ophiolites sur la bordure occidentale du Vermion - zone pélagonienne, Grèce*. - Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Orsay (non publiée).
- PICHON, J. F., & LYS, M. (1976): *Sur l'existence d'une série du Jurassique supérieur à Crétacé inférieur, surmontant les Ophiolites dans les collines de Krapa (Massif du Vourinos, Grèce)*. - C. R. Acad. Sci. (Paris) 282, 523-526.
- RENZ, C. (1940): *Die Tektonik der griechischen Gebirge*. - Pragm. Akad. Athinon 8, 1-171.
- (1955): *Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands*. - Inst. Geol. subsurf. Res. Athènes.
- RENZ, C., LIASIKAS, N., & PARASKEVALDIS, I. (1954): *Carte géologique de la Grèce à 1:500000*. - Inst. Geol. subsurf. Res. Athènes.
- RICOU, L. E. (1973): *Relations entre tectonique et paléogéographie dans les Zagrides*. - C. R. Acad. Sci. (Paris) 209, 597-599.
- SMITH, A. G., HYNES, A. J., MENZIES, M., NISBET, E. G., PRICE, I., WELLAND, M. J., & FERRIÈRE, J. (1975): *The Stratigraphy of the Othrys Mountains, Eastern Central Greece: a deformed Mesozoic Continental Margin Sequence*. - Eclogae geol. Helv. 68/3, 463-481.
- SMITH, A. G., & MOORES, E. M. (1974): *Hellénides*. In: SPENCER, A. M. (Ed.): *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Data for Orogenic Study* (p. 159-185). - Spec. Publ. geol. Soc. London 4.
- TATARIS, A. (1960): *Volcanic dykes and mineralisation of Mt Pelion, Thessaly*. - Inst. Geol. subsurf. Res. Athènes, 6/4, 1-303.
- VERGELY, P. (1976): *Chevauchement vers l'Ouest et rétrocharriage vers l'Est des Ophiolites; deux phases tectoniques au cours du Jurassique supérieur-Eocrétacé dans les Hellénides internes*. - Bull. Soc. géol. France (7), 18/2, 233-246.
- (sous presse): *Ophiolites et phases tectoniques superposées dans les Hellénides*. - VI<sup>e</sup> Colloq. Géol. Régions égéennes (Athènes 1977).
- VERRIEZ, J. J. (1976): *Sur les formations volcaniques basiques d'Atalanti (Locride, Grèce)*. - Bull. Soc. géol. France (7), 18/2, 293-299.
- WALLBRECHER, E. (1976): *Geologie und Tektonik auf dem Südtteil der Magnesischen Halbinsel (Nord-Griechenland)*. - Z. dtsh. geol. Ges. 127, 365-371.
- WIGNIOLLE, E. (1977): *Données nouvelles sur la géologie du massif de l'Iti (Grèce continentale)*. - Ann. Soc. géol. Nord 97, 239-251.
- YARWOOD, G., & AFTALION, M. (1976): *Field relations and U-Pb geochronology of a granite from the Pelagonian zone of the Hellenides (High Pieria, Greece)*. - Bull. Soc. géol. France (7), 18/2, 259-265.
- YARWOOD, G., & DIXON, J. E. (sous presse): *Lower Cretaceous and Younger Thrusting in the Pelagonian Rocks of the high Pieria, Grèce*. - VI<sup>e</sup> Colloq. Géol. Régions égéennes (Athènes 1977).

