

STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE DE LA BORDURE ORIENTALE DE LA DOUBLE FENÊTRE DU PAÏKON (MACÉDOINE, GRÈCE)

M. Bonneau, I. Godfriaux, Y. Moulas,
E. Fourcade et J. Masse*

RÉSUMÉ

Sur le bord SE du massif du Païkon, la découverte de fossiles identifiables d'âge aptien-albien dans les marbres de Gola Tchouka-Gropi et Griva (supposés auparavant d'âge anté jurassique supérieur), confirme la position en fenêtre de l'ensemble du massif du Païkon.

Cette fenêtre montre au moins deux unités à stratigraphie comparable superposées dans la fenêtre et recouvertes par la nappe «ophiolitique» var-darienne

Le charriage de ces nappes, y compris la nappe ophiolitique est par conséquent postérieur au Crétacé. Ceci n'exclut évidemment pas une obduction antérieure.

ABSTRACT

The discovery of fossils of Aptian-Albian age in the Gola Tchouka-Gropi and Griva marbles (SE Paikon Mountains), which were previously supposed to be of pre-Upper Jurassic age, shows that the Paikon mountains as a whole represent a tectonic window. In the core of the window, at least two tectonic units with similar stratigraphic columns are superposed, and the whole is covered by the ophiolitic nappe.

Thrusting of these units, including the ophiolitic Peonias nappe, occurred after Cretaceous times. But this does not preclude a prior obduction of the ophiolites.

INTRODUCTION

Le massif du Païkon, en Macédoine, constitue une vaste antiforme à matériel volcano-sédimentaire, carbonaté et flyschöide, bordée sur ses deux flancs par des «ophiolites» (celles de Guevgueli à l'E et d'Almopias à l'W).

Au sein de l'antiforme, Mercier (1969) distinguait deux unités tectoniques. A l'W, l'unité du Païkon, dont la série était représentative de sa «zone de

IMBRICATE STRUCTURE OF THE PAIKON WINDOW (MAKEDONIA, GREECE). NEW BIOSTRATIGRAPHICAL DATA

* M.B. et Y.M. : Département de Géotectonique, Université P. et M. Curie, 4, Place Jussieu, F - 75252 Paris Cédex 05, France.

I.G. : Faculté Polytechnique de Mons, 9, rue de Houdain, B - 7000 Mons, Belgique.

E.F. : Département de Géologie Sédimentaire, URA n° 1315, Université P. et M. Curie, 4, Place Jussieu, F - 75252 Paris Cédex 05, France.

J.P.M. : Centre de Sédimentologie-Paléontologie, URA n° 1208, Place Victor Hugo, F - 13331 Marseille Cédex 03, France.

Païkon», et à l'E, l'unité de Guevgueli, appartenant à la bordure ouest de sa «zone de Péonias».

Bien que les séries de ces unités soient très légèrement métamorphiques, il avait pu établir pour sa zone du Païkon une stratigraphie étayée par des fossiles, d'âge jurassique supérieur à crétacé terminal.

MERCIER opposait donc une «Unité du Païkon» avec sa série triasique (?) à crétacé terminal à une «Unité de Guevgueli» charriée sur la précédente dont la série (de bas en haut : calcaires de Gola Tchouka d'âge jurassique et peut-être triasique à la base, formation volcano-sédimentaire de Kastaneri d'âge jurassique supérieur, calcaire de Griva d'âge kimmeridgien) supportait des roches basiques et un granite intimement liés mis en place aux confins jurassico-crétacés. Pour MERCIER enfin, l'unité du Païkon chevauchait vers l'Ouest les premières écaillés d'Almopias.

Cette façon de voir a été de 1969 à 1991 reprise sans modifications.

Récemment GODFRIAUX et RICOV (1991) ont montré sur base d'arguments géométriques et paléontologiques (découverte de rudistes indéterminés dans les calcaires de Griva) que l'unité dite de «Guevgueli» (à l'exception des roches basiques et du granite) pouvait être assimilée à celle du Païkon et que l'accident tangentiel séparant les deux unités n'avait pas de raison d'être, l'antiforme du Païkon réapparaissant en fenêtre tectonique tertiaire sous les roches basiques d'Almopias à l'Ouest et de Péonias à l'Est.

Nous avons repris l'étude de la partie est du massif afin de préciser cette nouvelle manière d'interpréter la structure de cette région clé des Hellénides internes. Nous avons utilisé -à l'évidence- les descriptions remarquablement précises de MERCIER (1969).

1. LES SUCCESSIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES SUR LE FLANC E DU MASSIF DU PAÏKON (à l'exclusion des roches basiques)

La succession la plus continue est observée le long de la route de direction générale SE-NW reliant le village de Griva à celui de Kastaneri puis de Mégalo Livadia. Elle a déjà été souvent décrite (MERCIER, 1969; BEBIEN, 1982; VERGELY, 1984). Nous la reprenons en y ajoutant les informations recueillies en grande partie plus au Sud dans chacun des niveaux lithostratigraphiques rencontrés. La coupe présentée (fig. 1) est par conséquent schématique et regroupe les documents découverts récemment dans la région (fig. 2).

On peut y distinguer 3 ensembles (dénommés ci-dessous A,B,C) où toutes les couches ont un pendage ENE à E (entre 20° et 45°) jusqu'à l'axe de l'antiforme. Un léger métamorphisme [3 à 7 Kb, 330° à 450° (BAROZ et al, 1987)] affecte la partie septentrionale et centrale du bord est du massif; il s'atténue fortement vers le Sud où sont préservées les macrofaunes et les microfaunes décrites par MERCIER (fig. 2, 9) et celles nouvellement déterminées (fig. 2, 10).

L'ENSEMBLE A

NIVEAU A1 - METAFLYSCH

Directement sous le charriage des roches basiques (particulièrement bien visible sur la nouvelle route qui court du village de Griva au récent Monastère de St-Raphaël) affleurent quelques dizaines de mètres de schistes à mica blanc comportant parfois des blocs de roches basiques et de calcaires marmorisés (olistolites ?). Vers le bas, ils renferment des intercalations de marbres en plaquettes très fines qui ont fourni en plaques minces des fantômes silicifiés dont les formes extérieures évoquent celles de Globotruncanidae. Considérés par MERCIER, BEBIEN et VERGELY comme la semelle

intercalés dans les arkoses. Des lentilles et des bancs de calcaires sont intercalés dans cette formation volcano-sédimentaire. Au Nord de Griva, la marmorisation des calcaires est la règle ; au Sud au contraire, 10 % des lentilles et presque tous les bancs ont fourni de très belles associations microfaunistiques d'âge jurassique supérieur (MERCIER, 1969, fig. 2, 9). Les relations géométriques entre les calcaires et leur encaissant volcano-sédimentaire sont toujours ambiguës, apparemment stratigraphiques pour

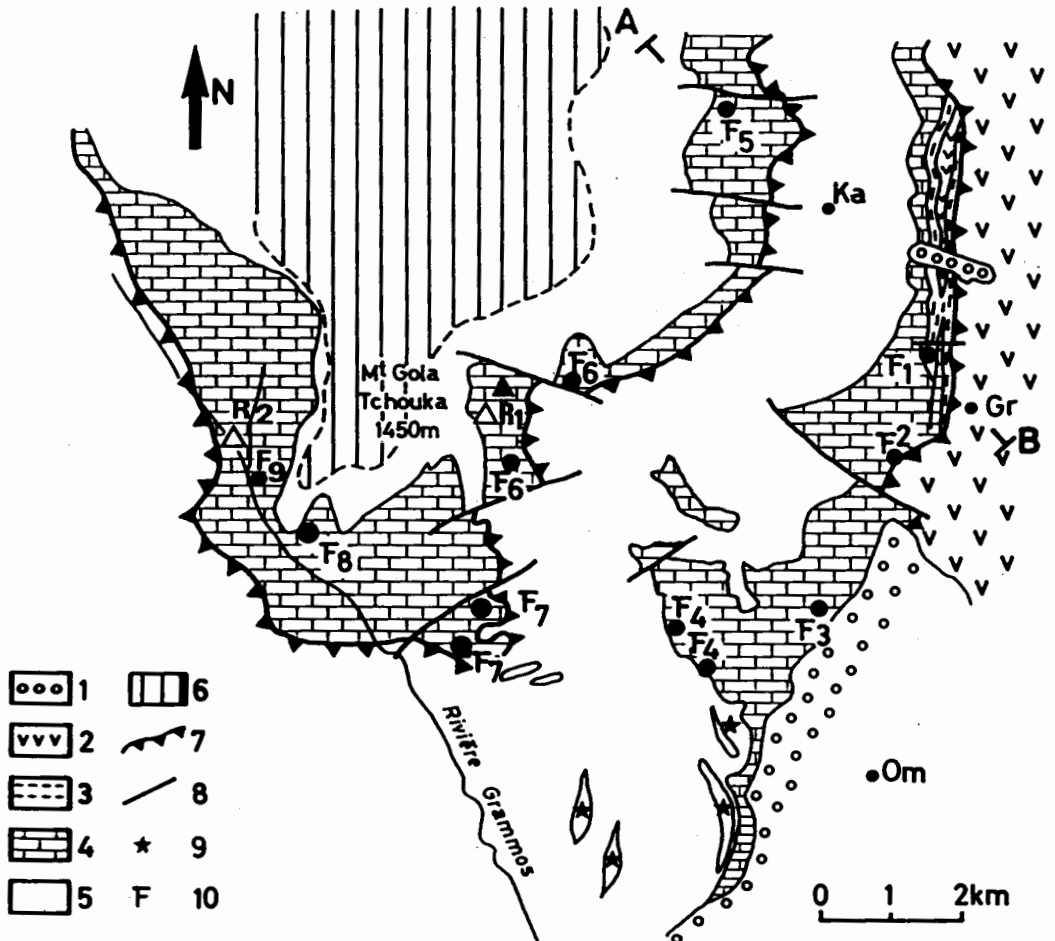


Fig. 2: Carte simplifiée de la partie sud-est du massif du Paikon.
 1: Molasses d'âge ponto-plio-quaternaire; 2: «Ophiolites» de Guevgueli; 3: Métaflysch d'âge crétacé supérieur ?; 4: Calcaires crétacés; 5: Formations volcano-sédimentaires; 6: Formations de Kandasi (ex. Gandatch); 7: Chevauchement majeur; 8: Faille normale; 9: Localités fossilifères d'âge jurassique supérieur décrites par J. MERCIER (1969); 10: Nouvelles localités fossilifères. Ka: Kastaneri; Gr: Griva; Om: Omalo. AB: trace de la coupe de la fig. 1.

Fig. 2: Simplified map of the SE part of the Paikon Mountains.
 1: Pliocene to quaternary molasses; 2: Guevgueli ophiolites; 3: Upper cretaceous (?) metaflysch; 4: Cretaceous limestones; 5: Volcanosedimentary formations; 6: Kandasi formation (ex. Gandatch marbles); 7: Major thrust; 8: Normal fault; 9: Fossiliferous outcrops of late jurassic age (from J. MERCIER 1969); 10: New fossiliferous outcrops (see text). Ka: Kastaneri; Gr: Griva; Om: Omalo. AB: trace of the fig. 1 cross section.

des «ophiolites» (schistes infraophiolitiques), les schistes micacés sont probablement d'âge crétacé supérieur, couronnant la sédimentation des niveaux sous-jacents. Nous les considérons comme un métaflysch (gîte fossilifère F1, fig. 2).

NIVEAU A2 - MARBRES EN PLAQUETTES

Des marbres en plaquettes d'un faciès identique à celui des bancs intercalés dans le métaflysch affleurent sur quelques mètres et sont bien visibles dans la carrière de l'ancien four à chaux de Griva.

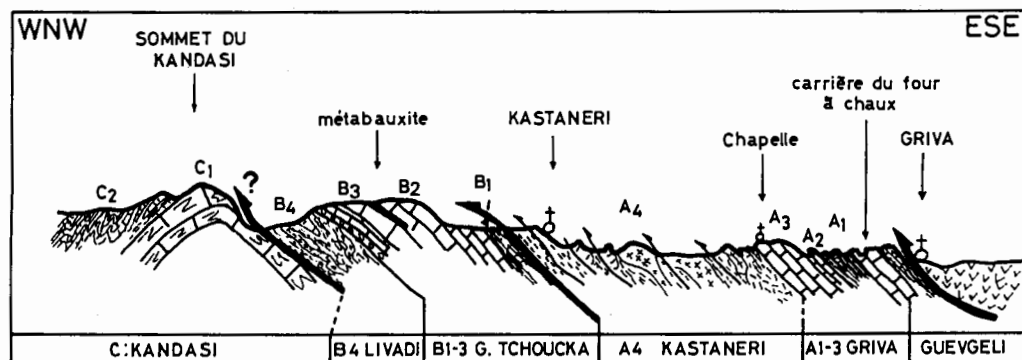


Fig. 1: Coupe schématique du flanc E et du massif du Païkon. Explication dans le texte.

Fig. 1: Schematic cross section of the eastern Paikon Mountains. Explanations in the text.

NIVEAU A3 - CALCAIRES DE GRIVA

Les calcaires de Griva sont gris noirâtre en bancs de 50 cm à 1 m d'épaisseur, souvent très marmorisés au Nord et à Griva même où ils prennent une teinte gris clair ; au Sud ils renferment des flots dolomitiques très caractéristiques, de couleur noirâtre. Affectés par de nombreux cisaillements, ils n'ont que quelques dizaines de mètres d'épaisseur au niveau de la route, mais prennent très rapidement de l'épaisseur aussi bien au Sud qu'au Nord.

En deux endroits (gîtes fossilifères F2 et F3, fig. 2). GODFRIAUX et RICOV (1991) ont découvert des rudistes vers le sommet de la barre calcaire. Ce sont [d'après l'un d'entre-nous (JPM)] des *REQUIENIIDAE* non déterminables génériquement dans l'état de conservation des échantillons trouvés (planche 1). La base de la barre de marbres nous a toutefois fourni, plus au Sud de la route, au lieu-dit Stithos (gîte fossilifère F4, fig. 2), une association comportant des *SABAUDIA minuta*, de rares Cunéolines, et quelques Orbitolines dont deux sections montrent l'appareil embryonnaire (mal conservé) ainsi qu'une section axiale et une section transversale que nous rapprochons (ER) d'*ORBITOLINA (MESORBITOLINA)* sp. (planche 1).

Cette association indiquerait un âge aptien-albien, peut-être plus précisément aptien supérieur-albien.

NIVEAU A4 - FORMATION VOLCANO-SEDIMENTAIRE DE KASTANERI

Epaisse de plusieurs centaines de mètres, mais renfermant de nombreux cisaillements (toujours soulignés par de larges bandes de phyllonites), la Formation de Kastaneri comporte essentiellement des métarhyolites parfois porphyriques, des métaarkoses et des métaconglomérats, des granites et granitophyres (DAVIS et al, 1988) mais aussi quelques niveaux de métabasites

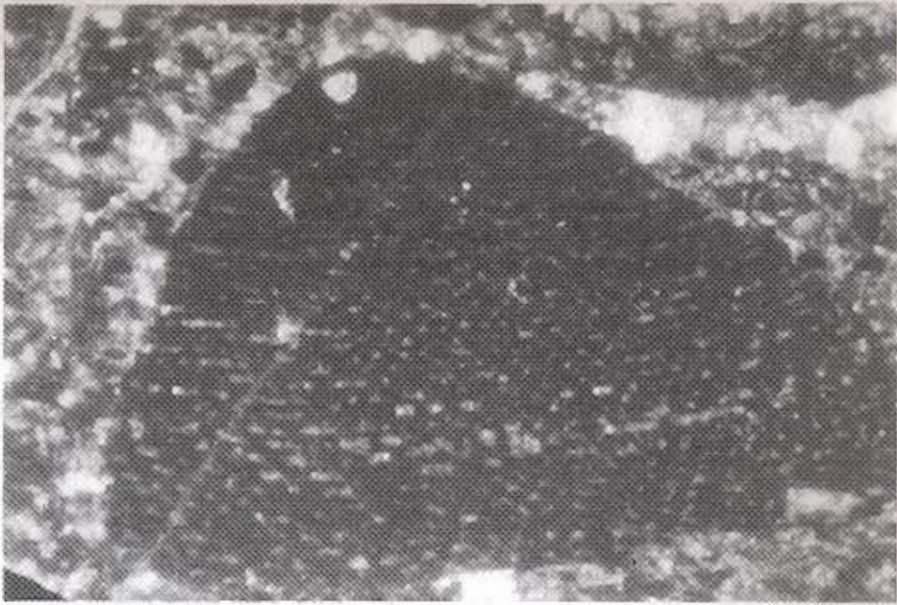


Planche I

1. *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp. X 75. Localité P4 de la fig. 2.
2. Idem.
3. *Requeniidae* (*Rudiste*) X 3. Localité P3.

Ces échantillons proviennent des marbres de Griva.

les masses litées (au Nord d'Elefterochori par exemple), elles sont généralement tectoniques pour les lentilles fossilifères ou non et toujours soulignées par des phyllonites.

Le contact avec les calcaires de Griva n'affleure jamais très bien mais paraît tectonisé. La base de la formation de Kastaneri est, elle, nettement phyllonitique et mylonitique. Les critères de cisaillement sont fréquents dans les roches grenues et indiquent généralement un mouvement du NNE vers le SSW.

Sur la coupe de la route, les niveaux A sont séparés des niveaux B par une zone mylonitique décamétrique qui jalonne un contact tectonique majeur.

L'ENSEMBLE B

NIVEAUX B1 ET B2-3 - MARBRES ET SCHISTES DE GOLA TCHOUKA ET DE GROPI

Quelques mètres de schistes et de calcschistes (B1) semblables au niveau A1 couronnent une centaine de mètres de marbres massifs (B2), parfois dolomitiques, monotones, qui contiennent [sur la portion de route de Kastaneri à Livadia (dans les 10 mètres inférieurs de la masse calcaire)] de nombreuses traces de grands lamellibranches non identifiables (gîte fossilifère F5, fig. 2). On peut très aisément suivre cette barre calcaire vers le Sud où elle constitue le sommet du Gola Tchouka. Les marbres de base au voisinage du refuge du club alpin ont fourni des *ORBITOLINA* sp. (gîte fossilifère F6, fig. 2) ; un kilomètre plus au Sud, la partie supérieure de la formation (gîte fossilifère F7, fig. 2, sur la piste qui descend vers Elefterochori) renferme des rudistes identifiables : *EURADIOLITES* sp. de petite taille et à cloisonnement méandrique et des *REQUIENIIDAE* non déterminables génériquement

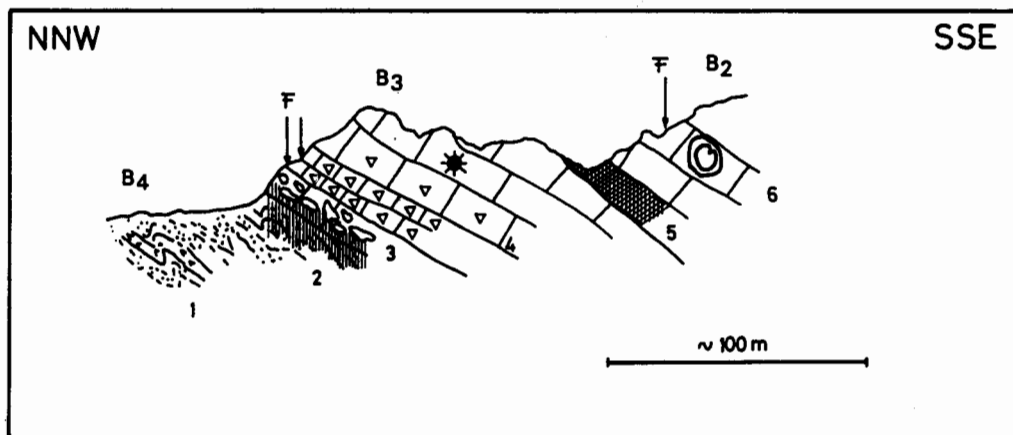


Fig. 3: Coupe sur la piste forestière (rive gauche du Grammos). Cette coupe, qui montre l'âge jurassique terminal de la base des calcaires, appartient à l'ancienne formation de Gropi (MERCIER, 1969). Le sommet de la barre est d'âge crétacé attesté par des rudistes.

Fig. 3: Cross section along the forest trail (left bank of the Grammos river). This marble formation, previously assigned to the Gropi formation, is shown to range from Upper Jurassic to Upper Cretaceous.

[(JPM) planche 2].

Sur la piste forestière qui remonte la rivière du Grammos (sur sa rive gauche depuis Elefterochori), 3,6 km après la bifurcation qui conduit sur la droite au refuge du Gola Tchouka (R1), on peut observer l'extrême base de la formation (apparemment tronquée au niveau du refuge). Dans des marbres

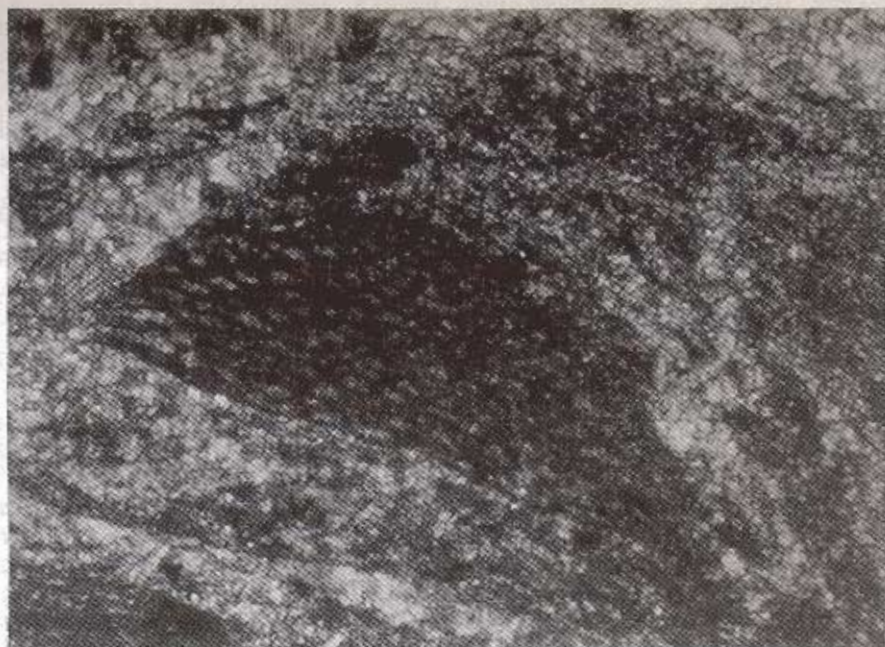


Planche II

1. *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp. X 75. Localité F6 de la fig. 2.
2. *Idem.*
3. *Eoradiolites* sp. X 3. Localité F7.

Ces échantillons proviennent des marbres de Gola Tchouka-Gropi.

saccharoïdes blancs à rudistes non encore identifiés (fig. 3, 6), on observe une passée de metabauxite de 2 m de puissance (fig. 3, 5) et un peu plus bas un conglomérat de 3 à 4 mètres d'épaisseur (fig. 3, 3) à galets de granitophyre, granite, rhyolite, pélite verdâtre, enrobés dans une matrice carbonatée ; le conglomérat et un petit banc de marbre situé au-dessus (fig. 3, 4) renferment *ELLIPSACTINA* sp. (Tithonique, détermination P. CELET) bien visible à l'oeil nu (gîte fossilifère F8, fig. 2).

En continuant vers le N la piste forestière qui aboutit à un second refuge (R2), de 5.500 m à 7.000 m, après la bifurcation qui conduit au refuge du Gola Tchouka (R1), les calcaires dits de Gropi affleurent largement.

Ils sont eux aussi constitués par un conglomérat à galets de rhyolite et de granite et de granitophyre dans une matrice calcaire, surmonté par des calcaires bréchiques à polypiers et à ellipsactinies [(B3) gîte fossilifère F9, fig. 2] puis par des marbres à Rudistes [(B2) gîte fossilifère F9, fig. 2].

Ceci confirme la continuité stratigraphique et cartographique des calcaires de Gola Tchouka et de Gropi comme RICOU et GODFRIAUX (1991) l'avaient démontrée.

AGE DES FOSSILES DECOUVERTS DANS LES CALCAIRES DE GOLA TCHOUKA-GROPI

LES *ECRADIOLITES* de petite taille et à cloisons méandriformes sont connus dans l'Aptien supérieur et l'Albien d'Espagne méridionale et d'Algérie septentrionale (domaine ibléen). Il s'agit de formes primitives du genre dont la position stratigraphique plus précise fait l'objet de recherches en cours.

La présence d'ellipsactinies indique que la base de la formation pourrait être d'âge Jurassique terminal.

Ainsi les calcaires de Gola Tchouka-Gropi renferment eux aussi, comme les calcaires de Griva, des roches d'âge crétacé. Ils étaient considérés par MERCIER comme d'âge triasico-jurassique stratigraphiquement SOUS la formation de Kastaneri.

NIVEAU B4 - LA FORMATION VOLCANO-SEDIMENTAIRE DE LIVADIA

La Formation volcano-sédimentaire de Livadia est fort comparable (par la nature des roches qui la constituent) au niveau A4 précédent (Kastaneri). La différence réside dans la proportion des metabasites (prasinites) beaucoup plus abondantes que les métarhyolites, ainsi que par l'intensité de la déformation synschisteuse. La présence de roches kéraatophyriques déjà signalées par nos prédécesseurs (MERCIER, 1969 ; BAROZ et al, 1987 ; DAVIS et al, 1988) donne un caractère particulier à cette formation. Non décelée par MERCIER sur le flanc est du Païkon, la formation volcano-sédimentaire de Livadia est très bien visible sur les bords de la nouvelle route asphaltée qui va de Kastaneri à Livadia et dans le fond du ravin creusé par la rivière Megalopotamos.

ENSEMBLE C

NIVEAU C1 - MARBRES DU KANDASI

Les marbres du Kandasi (ex marbres de Gandatch) constituent le coeur de l'antiforme du Païkon. Ce sont des marbres azoïques, blancs, en gros bancs.

NIVEAU C2 - SCHISTES, CALCSCHISTES ET CIPOLINS CHLORITEUX DE PIRGOS

La formation de Pirogos est constituée par des alternances de calcschistes, de schistes chloriteux, de cipolins verdâtres à chlorite et mica blanc (phengite) en bancs déca-centimétriques à métriques ou en très fines

plaquettes intensément microplissées ; azoïque pour MERCIER, nous n'y avons pas encore trouvé de faune. La légende de la carte géologique au 50.000ème de Skra cite des faunes triasiques sans que les gîtes fossilifères y soient indiqués formellement ; d'après MAVRIDES (communication orale, 1994), il s'agit d'une erreur : aucun fossile n'y a été découvert. Son extension vers le Sud est beaucoup plus importante que celle dessinée sur la carte géologique de MERCIER puisqu'ils affleurent juste après le refuge R2.

2. AGE DES FORMATIONS ET STRUCTURE GENERALE

A) Les niveaux A correspondent à une unité continue comportant de haut en bas :

- un flysch crétacé supérieur ? ;
- un mince niveau de calcaire «pélagique» d'âge crétacé (par encadrement) ;
- une épaisse barre de marbre dont nous ne connaissons que l'âge aptien-albien à la base ;
- une épaisse formation volcano-sédimentaire à caractère calco-alcalin.

L'âge de cette formation est très discuté. Pour MERCIER, qui y a trouvé des faunes très caractéristiques du Jurassique terminal (peut-être Crétacé basal) dans des lentilles ou des bancs calcaires enchâssés dans les roches rhyolitiques [et ceci à tous les niveaux (cf. infra)] cette formation est d'âge jurassique supérieur. Pour GODFRIAUX et RICOU, les lentilles ou les bancs calcaires sont inclus tectoniquement dans la formation volcano-sédimentaire qu'ils rapporteraient volontiers mais sans preuves et sans arguments au Permo-Trias, par comparaison avec des niveaux semblables existant dans l'allochtone pélagonien de l'Olympe.

Nous préférons aujourd'hui la première hypothèse pour plusieurs raisons:

a) dans la coupe d'Elefterochori, malheureusement très tectonisée, on observe indubitablement des alternances de métaarkoses et de métarhyolites et de calcaires à foraminifères benthiques d'âge jurassique terminal;

b) les calcaires remaniant des quartz volcaniques à golfes de corrosion identiques à ceux des métarhyolites;

c) il serait fort étonnant que des écaillages aient répété à plusieurs reprises dans la formation de Kastaneri des niveaux qui donneraient tous le même âge, jurassique supérieur.

B) Les niveaux B constituent une répétition des niveaux A. Ceci est en particulier bien démontré par l'âge des calcaires de Gola Tchouka-Gropi. La présence d'un conglomérat à ellipsactinies et de calcaires bréchiques à polypiers et à ellispactinies pourrait peut-être dater la base de la barre calcaire du Jurassique supérieur. Enfin, les formations de Livadia et de Kastaneri bien que très légèrement différentes appartiennent sans doute au même niveau stratigraphique.

C) Les niveaux C peuvent constituer soit une continuation vers le bas de la série B (ils seraient alors d'âge anté-jurassique supérieur), soit une nouvelle unité située au coeur de la fenêtre. Seules des découvertes de fossiles déterminables permettraient de trancher.

CONCLUSIONS

Sur le flanc ouest du Païkon, nous avons vérifié l'observation de GODFRIAUX et RICOU d'un recouvrement tectonique des dolérites du domaine d'Almopias sur les calcaires crétacés de Theodoraki. Ce contact est indubitable ; il est confirmé par SHARP et ROBERTSON (1992). Ces auteurs ont observé que les calcaires et radiolarites sénoniens du Païkon sont affectés par des plis à déversement vers l'Est d'où ils concluent que les écailles

d'Almopias ont été obductées d'W en E sur le Païkon. Les études microtectoniques de VERGELY (1984) ont montré que ces plis sont tardifs par rapport à une phase de chevauchement vers le WSW. Les observations de SHARP et ROBERTSON ne sont donc pas incompatibles avec nos conceptions qui font du massif du Païkon une fenêtre tertiaire réapparaissant sous des séries à «ophiolites» charriées d'Est en Ouest.

Mais la série du Païkon est dédoublée. Le Païkon est donc au moins une double fenêtre. Le contact entre les deux unités de la fenêtre est dessiné correctement sur la carte de GODFRIAUX et RICOV, mais il n'y était pas fait allusion dans le texte et les arguments manquaient pour démontrer son existence. La découverte de rudistes et d'orbitolines dans la barre calcaire de Gola Tchouka-Gropi le démontre.

Les conséquences de toutes ces observations sont importantes : l'actuel dispositif correspond à une phase tertiaire. Il n'y a donc plus d'arguments pour fixer par la stratigraphie l'âge de la mise en place des «ophiolites» dans cette région.

Mais surtout la signification des séries du Païkon est tout à fait unique dans les Hellénides internes par l'existence d'une formation volcano-sédimentaire calco-alkaline. Représente-t-elle la marge nord de la plaque apulienne non affectée par l'obduction ophiolitique et en bordure de la Téthys subductée sous cette marge ou au contraire la marge sud de la plaque euroasiatique. Seule une étude détaillée des niveaux post-ophiolitiques à l'Est comme à l'Ouest du Païkon pourrait donner une réponse à ce problème essentiel dans les Dinarides-Hellénides.

BIBLIOGRAPHIE

- BAROZ F., BEBIEN, J. et IKENNE, M. (1987). An example of high-pressure low-temperature metamorphic rocks from an island-arc : the Païkon Series (Innermost Hellenides, Greece). *J. metamorphic Geol.* 5, p. 509-527.
- BEBIEN, J. (1982). L'association ignée de Guevgueli (Macédoine grecque). Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse, Univ. Nancy, p. 1-470.
- DAVIS, E., JUNG, D., TSAGALIDIS, A. et PAVLOPOULOS, A. (1988). Les spilites kératophyres de Païkon. *Mineral wealth* 53, Athènes, p. 13-17.
- DAVIS, E., HATZIKIRIOU, A., PAVLOPOULOS, A., TSAGALIDI, A. and GRAPTZO, F. (1988). Recherches sur les roches volcaniques de Kastaneri et leur signification métallogénique. I.G.M.E., 1988, non publié (en grec).
- GODFRIAUX, I. et RICOV, L.E. (1991). Le Païkon, une fenêtre tectonique dans les Hellénides Internes (Macédoine, Grèce). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 313, Série II, p. 1479-1484.
- I.G.M.E. Carte géologique au 1:50.000ème de SKRA, légende explicative.
- MERCIER, J.L. (1969). Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Thèse. Paris et *Ann. géol. Pays hellén.*, 20, p. 1-792.
- SHARP, I. et ROBERTSON, A.H.F. (1992). Evidence for Turonian Rift related extensional subsidence and Tertiary backthrusting : the Almopias and Païkon isopic zones, northern Greece. 6th Congr. geol. Soc. Greece, Athens, p. 107-108.
- VERGELY, P. (1984). Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes : conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales. Thèse Orsay, 2 vol., p. 1-250 et 1-411.