

Panorama de la géologie de l'Olympe (Grèce),

par I. GODFRIAUX (1).

L'Olympe de Thessalie (fig. 1) se développe en un vaste dôme calcaire cerné au Nord, à l'Ouest et au Sud par des roches cristallines et cristallophylliennes; à l'Est et au NE, des conglomérats quaternaires couvrent plus ou moins complètement les formations plissées et rendent particulièrement malaisée l'étude des rapports entre l'Olympe et son piémont oriental.

La série carbonatée de l'Olympe et les formations métamorphiques qui l'entourent ont déjà été décrites antérieurement (GODFRIAUX, I., 1962 *a*, 1964 *a*, 1964 *b*); l'étude tectonique a permis d'atteindre quelques résultats très succinctement énoncés (GODFRIAUX, I., 1962 *b*) et consignés dans un Mémoire en cours d'impression dans les Annales géologiques de la Péninsule hellénique (t. 17).

Après avoir rappelé les séries stratigraphiques observées, il me paraît utile d'apporter un certain nombre de faits nouveaux qui permettront de préciser la succession et l'enchaînement des différentes phases de la mise en place des unités tectoniques dans cette région-clé des Hellénides.

I. — LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DE L'OLYMPE.

L'étude de la série stratigraphique de l'Olympe révèle l'existence d'un puissant groupe de formations mésozoïques et tertiaires constituées par 2.800 m de calcaires et de dolomies couronnés par un Flysch schisto-gréseux.

La série débute par la formation d'HAGHIOS DIONYSSIOS caractérisée par des calcaires sombres d'origine organique; dans quelques termes, la présence de fossiles d'âge norien (*Gyroporella vesiculifera* GUMB. entre autres) prouve que le Trias est effectivement représenté et constitue la base de la série. La formation d'Haghios Dionyssios se poursuit en continuité par des dolomies fétides de couleur plus claire (les formations du MITIKA et du TIGANIA) dans lesquelles la recrystallisation et la dolomitisation ne permettent plus des déter-

(1) Faculté polytechnique de Mons.

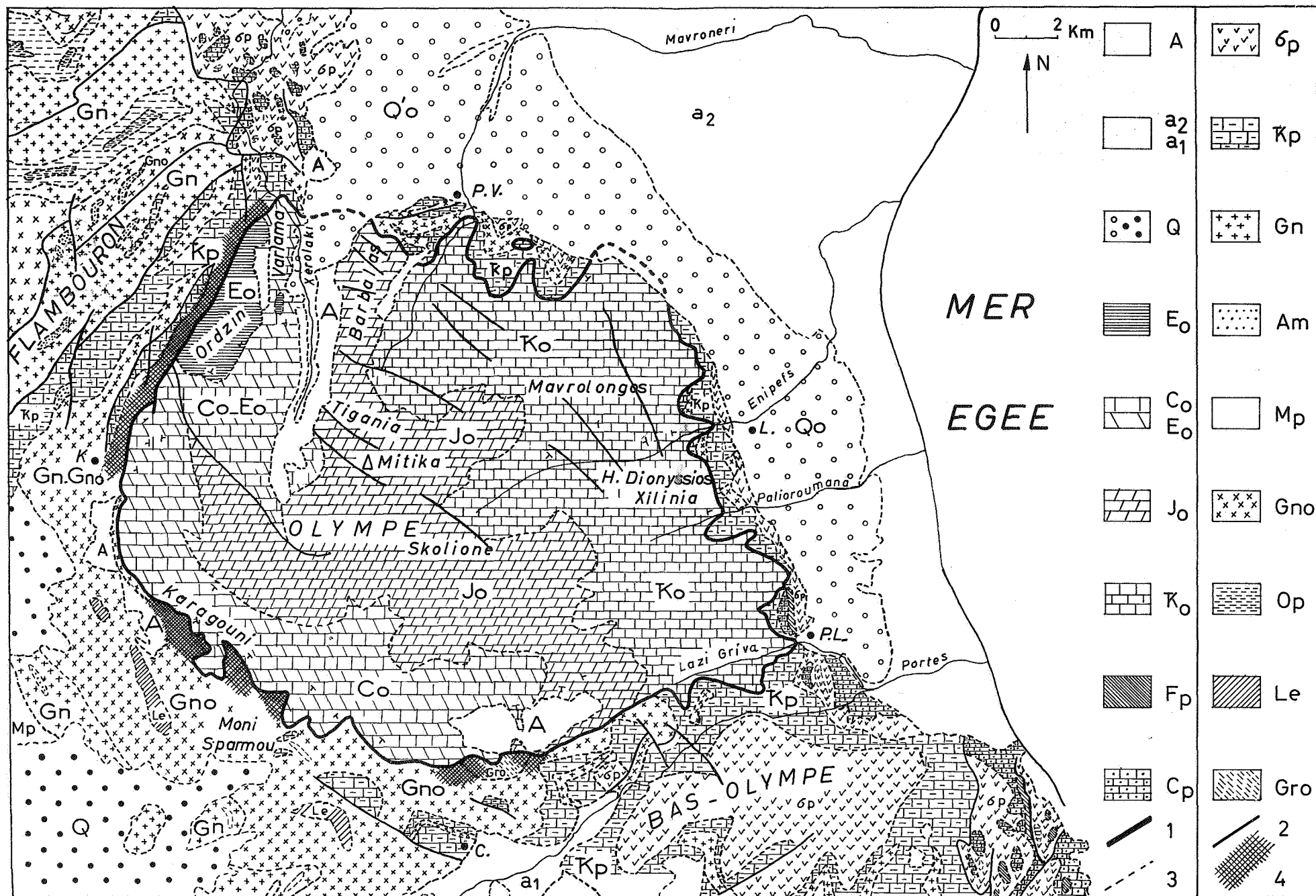


FIG. 1. — Carte géologique de la région de l'Olympe (Grèce).

Formations continentales.

A : éboulis de pente; a₂-a₁ : alluvions; Q-Q₀ : Quaternaire récent.

Formations de l'Olympe.

E₀ : Eocène (Flysch); C₀-E₀ : Eocène inférieur-Crétacé (formations du Varlama et du Tigania — calcaires et dolomies); J₀ : Jurassique ? (formation du Mitika — dolomies et calcaires dolomitiques); K₀ : Trias supérieur (formation d'Haghios Dyonissios — calcaires et dolomies).

Série pélagonienne.

F_p : Maestrichtien et Paléocène ? (Flysch); C_p : Crétacé supérieur (calcaire à Rudistes); σ_p : roches vertes; K_p : Mésozoïque indéterminé, probablement Triasico-Jurassique (marbres, calcaires avec passées de schistes intercalés); Gn : formations albitiques des Hautes-Piéria; Am : amphibolites; M_p : marbres d'âge indéterminé; Gn₀ : gneiss ceillés et rubanés de Livadi; O_p : roches vertes anciennes; Le : leptynites; Gr₀ : granite orienté de Kataphyghion.

1 : contact anormal; 2 : faille; 3 : contour stratigraphique; 4 : zone écrasée.

minations spécifiques d'organismes bien conservés. Cependant, la présence de Globigérinidés, Verneuillidés, Valvulinidés milite en faveur d'un âge secondaire et l'on peut aujourd'hui affirmer que le Trias supérieur, le Jurassique et le Crétacé inférieur sont effectivement représentés. Au sommet de la formation du Tigania, la découverte de *Globotruncana* sp., *Pseudolituonella*, *Spiroplectoïdes* associés à quelques *Bolivinitella* porte à croire que le Crétacé supérieur (Turonien à Maestrichtien) est également présent.

Au-dessus de cet ensemble dolomitique, la formation du VARLAMA termine la sédimentation carbonatée. Elle est caractérisée par des calcaires bleus renfermant souvent des micro-organismes d'âge éocène (Assilines, Orthophragmines, Operculines, Orbitoïdes et Nummulites avec peut-être *Nummulites millecaput*).

Les calcaires éocènes sont surmontés normalement et en concordance par des roches schisteuses et gréseuses à caractères de Flysch. Les termes supérieurs ne sont pas connus, soit qu'ils ont été enlevés par érosion, soit parce qu'ils sont inclus dans les mouvements tectoniques complexes au contact des roches cristallophylliennes du pourtour de l'Olympe.

Dans cette puissante succession (calcaires, dolomies, Flysch) je n'ai jamais décelé ni lacunes, ni discordance. La série est donc continue du Trias à l'Éocène, ce qui (rappelons-le) est un caractère de zone externe dans les Hellénides (BRUNN, J. H., 1956). En particulier, l'absence de discordance au Crétacé inférieur (discordance qui est générale dans les chaînes de montagnes entourant l'Olympe) permet de penser que la position « interne » actuelle du massif n'est pas originelle. Force nous est donc d'admettre que la série de l'Olympe appartient à une zone externe et plus précisément à une ride ou un haut fond isolé en pleine mer ⁽¹⁾.

II. — LA « CEINTURE » DE L'OLYMPE.

Le vaste pays montagneux qui entoure l'Olympe au Nord (les Hautes-Piéria), à l'Ouest (les Flambouron), au Sud (le bas Olympe) et qui se poursuit au SE au-delà du Pénée dans l'Ossa puis dans le Pélion, est constituée par un ensemble de terrains totalement différents. Le contraste est d'ailleurs très marqué dans les paysages : d'une part le massif lourd et dénudé de l'Olympe, d'autre part les

(1) Dans les zones externes des Hellénides on connaît la ride du Gavrovo et le haut-fond du Parnasse. J'ai proposé de rattacher l'Olympe à la zone du Parnasse; l'hypothèse du rattachement à la zone du Gavrovo ne peut cependant être exclue.

croupes tourmentées et ravinées des Flambouron où les forêts alternent avec les pâturages et où pointent çà et là quelques arêtes calcaires ou ophiolitiques.

On reconnaît les ensembles pétrographiques suivants :

des granites équants et des granites orientés (les granites de Kataphyghion et des Flambouron) représentant les termes les plus profonds des formations métamorphiques;

des gneiss œillés et rubanés à microcline (les gneiss de Livadi);

des micaschistes et des gneiss albitiques (les gneiss des Hautes-Piéria);

des calcaires et des micaschistes en concordance (les calcaires et les schistes des Flambouron) attribués sans preuves paléontologiques mais par continuité stratigraphique (BRUNN, J. H., 1956) au Trias et au Jurassique ⁽²⁾;

des ophiolites plus ou moins épaisses et plus ou moins érodées;

en discordance, une série calcaire transgressive d'âge crétacé supérieur terminée par un Flysch schisto-gréseux qui débute dans le Maestrichtien. (Cette discordance est le témoin de la période orogénique comprise entre le Jurassique terminal et le Cénomanién.)

Si j'ai pu également déceler une faible discordance locale soulignée par un conglomérat peu épais dans les formations cristallophylliennes des Flambouron (à Daskhion), je n'ai jamais observé de discontinuité entre les calcaires des Flambouron (présumés triasiques) et leur soubassement. Il n'y a donc pas lieu de distinguer en Thessalie un socle de sa couverture mésozoïque et tertiaire. Depuis lors, plusieurs chercheurs ont observé également un passage progressif entre le Paléozoïque terminal et le Trias dans des régions voisines de la Thessalie (J. MERCIER en Macédoine, C. GUERNET en Eubée, etc.).

Quant au métamorphisme qui affecte toutes les roches plissées de Thessalie (Olympe excepté) depuis les gneiss jusqu'au Flysch maestrichtien, il relève de deux actions échelonnées dans le temps :

a) une première phase de métamorphisme général avec action quartzo-feldspathisante d'âge présumé jurassique supérieur-crétacé inférieur, montant plus ou moins haut dans les roches sous-jacentes aux ophiolites (GODFRIAUX, I., 1964 a). Cet âge a été confirmé ensuite par plusieurs datations absolues en Macédoine yougoslave (CERVEN-

⁽²⁾ L'âge triasico-jurassique de marbres, en position stratigraphique identique et situés en Macédoine grecque, a pu être démontré récemment par J. MERCIER (1966).

JAK, Z., FERRARA, G., TONGIORGI, E., 1963) et par les travaux récents de J. MERCIER (1966);

b) une seconde phase d'âge tertiaire (éocène), ce qui était prévisible en Thessalie par la découverte de minéraux de métamorphisme dans les roches sus-jacentes aux ophiolites jurassiques et jusqu'au Flysch terminal et qui est maintenant démontré en Macédoine grecque par le même J. MERCIER (1966).

III. — LA TECTONIQUE DE L'OLYMPE ET DE SES PIÉMONTIS.

1. LE DÔME ANTICLINAL DE L'OLYMPE.

La structure propre du massif est extrêmement simple. Elle consiste en un vaste dôme anticlinal dissymétrique dont tous les flancs plongent dans le même sens que la pente (fig. 2).

A l'Est, les bancs calcaires (ici le Trias) ont une direction NW-SE ou NS et plongent de 45° à 60° vers l'Est.

A l'Ouest, à partir du Mavrolongos, les bancs inclinent vers l'Ouest ou le SW avec des pentes de 10 à 15° jusqu'au sommet (Mitika, 2.918 m) où ils se ploient vers l'Occident avec des pendages qui, jusqu'à Kokkinoplos, seront toujours supérieurs à 45° W et plus souvent proches de 70°.

Si l'on tourne autour de l'Olympe, on constate que la direction des couches tourne également :

à l'Est : direction NS, pendage E;

au Nord : direction WE-SW ou NS pendage NW ou W;

à l'Ouest : direction NS pendage W;

au Sud : direction EW pendage S.

A l'extrémité septentrionale du massif, entre le Varlama et l'Ordzin, se dessine un petit synclinal de Flysch dont on voit la terminaison orientale sur le flanc nord du Steni Salatouri.

Les failles sont nombreuses mais appartiennent toutes à une même famille. Ce sont des failles transversales d'effondrement de direction NW-SE, c'est-à-dire de direction dinarique. Les failles du Tserknia, du Katarti, du Paliomonastiro et du Skolione (par exemple) décalent l'axe anticlinal du Mitika, divisent la chaîne sommitale en un certain nombre de compartiments et ont toujours tendance à relever les panneaux centraux (anticlinal en horst). Toutes ces failles sont verticales.

La tectonique du massif est donc d'un style lourd et cassant, probablement dû à l'épaisseur de la série (plus de 3.000 m) et à la nature des sédiments qui la composent (calcaires, dolomies); mais la verticalité des failles, l'amplitude des rejets, leur pérennité depuis l'Éocène jusqu'au Quaternaire (voir plus loin) doivent être dues à des mouvements du soubassement de l'Olympe. En cela, l'Olympe se rapproche du Gavrovo, de style tectonique identique.

2. LA FENÊTRE DE L'OLYMPE.

Une série de coupes autour de la coupole de l'Olympe (fig. 2), va maintenant nous permettre d'étudier les rapports entre l'Olympe calcaire et ses piémonts cristallophylliens.

Lithochoron est bâti au pied oriental de l'Olympe sur la rive droite de l'Enipefs (petit fleuve égéen coulant au Nord de l'agglomération). A l'altitude de 1.000 m, un contact tectonique sépare les calcaires triasiques de l'Olympe d'une série chevauchante dans laquelle on reconnaît des roches à « cachet » pélagonien (marbres zonés azoïques, ophiolites, schistes épimétamorphiques). Une zone bréchisée sépare ces deux unités tectoniques superposées. Le contact, visible au Gona à 1.000 m d'altitude, se retrouve à 400 m dans le lit de l'Enipefs puis à l'altitude de 1.000 m sur la colline du Xilinia. L'inflexion de l'accident dans la vallée montre que l'on a affaire à une faille listrique à pendage E.

Sur le flanc nord de l'Olympe, la superposition « gneiss-calcaires » est bien visible également sur le Barbalas, près du village abandonné de Paliovrondou.

Vers l'Ouest, on peut suivre sur 5 km dans la vallée de l'Itamos une mylonite large de plusieurs centaines de mètres à 1 km constituée par un mélange de gneiss pélagoniens, calcaires de l'Olympe, blocs exotiques séparant les calcaires crétacés à l'Est des gneiss à l'Ouest.

Après Kokkinoplos, le contact tourne; il prend une direction SE-NW de Kastria au Karagouni, puis WE du Magoules jusqu'à Caria; les coupes y sont les plus belles et les plus faciles à interpréter, comme celles du Moni Sparmou ou de Caria où, grâce aux deux niveaux de marbres du Trias pélagonien qui surmontent les gneiss et les granites (eux mêmes chevauchant les calcaires de l'Olympe), l'étude est particulièrement spectaculaire.

Depuis Caria jusqu'au Moni Katalone le contact s'infléchit vers le SE puis prend à nouveau la direction NS à partir de Palioleptocaria sur le versant égéen de l'Olympe jusqu'à Lithochoron.

Ainsi, de n'importe quel côté que l'on aborde le massif, on observe qu'il est ceinturé sur la quasi-totalité de son pourtour par des formations cristallines et cristallophylliennes reposant anormalement sur les roches secondaires et éocènes de l'Olympe.

L'Olympe se présente donc comme une fenêtre tectonique. On est conduit à admettre que l'Olympe appartient à une zone externe, réapparaissant sous une puissante nappe de charriage constituée par les formations cristallines et cristallophylliennes et les roches mésozoïques de la zone pélagonienne, bref sous une nappe de « socle ». Cette explication seule rend compte de toutes les particularités (stratigraphiques et tectoniques) de l'Olympe.

L'importance du déplacement est considérable (plus de 150 km) mais nullement incompatible avec ce que l'on connaît de la structure des Hellénides (fig. 3).

La nappe de fond pélagonienne, poussant devant elle « comme un bélier » la nappe subpélagonienne, la nappe du Parnasse et la nappe du Pinde, s'est déplacée sur les zones externes à la faveur d'une faille plate subhorizontale reployée par la suite en anticlinal. C'est ce dernier mouvement qui a permis la percée de l'Olympe en fenêtre.

A quels moments ont eu lieu ces différentes phases tectoniques? C'est ce que nous allons essayer de préciser maintenant.

Fin du Crétacé supérieur (fig. 4 a).

Au Maestrichtien, on assiste à la seconde surrection de la zone pélagonienne ⁽¹⁾. Les produits de démantèlement (Flysch) de cette chaîne se déposent dès cette époque, d'une part à l'Ouest, sur la marge occidentale de la ride pélagonienne dans la zone subpélagonienne et même dans le sillon du Pinde, en contournant les chaînes calcaires intermédiaires où l'arrivée du Flysch est plus tardive (Éocène moyen? pour l'Olympe, GODFRIAUX, I., 1962; Paléocène et peut-être Yprésien dans le Parnasse, CELET, P., 1963; PAPASTAMATIOU, J., 1960), d'autre part à l'Est, sur la marge orientale de la zone pélagonienne et dans le sillon d'Almopias (MERCIER, J., 1966).

Éocène moyen (fig. 4 b).

Le sillon subpélagonien émerge à son tour, puis probablement l'Olympe après le dépôt des calcaires à Nummulites et du Flysch.

(1) Seconde émergence, puisque la zone pélagonienne, comme toutes les zones internes des Hellénides, ont subi du Jurassique terminal à l'Infracrétacé une première série de phases tectoniques (BRUNN, J. H., 1956; MERCIER, J., 1966). Les preuves de cette émergence sont multiples et bien connues.

Ces émergences successives sont la conséquence d'un mouvement orogénique de rapprochement des rides, c'est-à-dire d'un mouvement de compression qui se marque dans l'Olympe par un ploiement très lourd des couches calcaréodolomitiques de la série. Cette orogénèse est antérieure aux couches de base du sillon mésohellénique transgressives sur les structures plissées (ces couches sont d'âge auversien en Macédoine yougoslave, BOURCART, J., 1922, ou éocène en Grèce, BRUNN, J. H., 1956).

Éocène supérieur (fig. 4 c).

Au Bartonien, la nappe de socle pélagonienne avec à son front les ophiolites subpélagoniennes démarre sa progression vers l'Ouest (fig. 4 c); en effet, on connaît au NE de la ride pélagonienne de l'Auversien-Bartonien molassique, transgressif et discordant sur les terrains antérieurs plissés (BOURCART, J., 1919; MERCIER, J., 1960). Elle rabote en passant sur l'Olympe les couches orientales du massif entraînant probablement à son front des copeaux emballés de Flysch et de calcaires ⁽¹⁾.

Sannoisien (fig. 4 d).

La nappe recouvre totalement l'Olympe avec son Éocène plissé au sommet et arrive en bordure du sillon du Pinde qu'elle écrase et dont le matériel sédimentaire est éjecté puis charrié vers le Gavrovo dès le Sannoisien (fig. 4 d); comme le prouve, d'une part, la discordance du Sannoisien non plissé dans le sillon mésohellénique (BRUNN, J. H., 1956, p. 174), d'autre part, la présence de galets subpélagoniens à la base du Flysch du Gavrovo (AUBOUIN, J., 1959, p. 446). Ainsi la mise en place de la nappe pélagonienne est post-éocène moyen (plus précisément après le Bartonien) à l'Est, anté-sannoisienne à l'Ouest, c'est-à-dire quasi instantanée. L'individualisation du sillon mésohellénique étant déjà amorcée au cours de l'Éocène moyen, la nappe pélagonienne s'est donc avancée en emmenant le sillon mésohellénique sur son dos (BRUNN, J. H., 1956; MERCIER, J., 1966).

La suite de l'évolution tectonique de la région de l'Olympe est inscrite, d'une part, dans les dépôts molassiques marins du sillon

(¹) Mais où sont aujourd'hui ces lambeaux arrachés? J. H. BRUNN a décrit (1956) d'importantes klippes calcaires sur le front SW des ophiolites charriées. Ces calcaires cristallisés n'ont jamais fourni de microfaune et ne sont (d'après cet auteur) ni de faciès pindique, ni subpélagonien ou pélagonien. Il pourrait s'agir (mais il faut aller le vérifier) de copeaux à faciès olympien.

mésohellénique (évolution tardi-géosynclinale de J. AUBOUIN, 1961); d'autre part, dans les dépôts continentaux et les accidents du Plio-quadernaire (évolution post-géosynclinale du même auteur).

Oligocène (fig. 4 d).

Au cours de l'Oligocène on assiste :

a) à l'affaissement du sillon mésohellénique au Sannoisien (BRUNN, J. H., 1956);

b) à l'affaissement général des abords du sillon mésohellénique (marqué par le dépôt des conglomérats, grès et marnes stampiens);

c) suivi par un nouveau mouvement d'ascension de la zone pélagonienne comme le prouvent les dépôts conglomératiques à galets de cristallophylliens du sillon mésohellénique d'âge aquitain inférieur et moyen (BRUNN, CHEVALIER, MARIE, 1955). Ce mouvement de surélévation entraîne obligatoirement un premier ploiement de la surface de la nappe (fig. 4 d).

Miocène inférieur (fig. 4 e).

Au Miocène inférieur et plus précisément vers la fin de l'Aquitain, des discordances, des accidents de fractures témoignent d'un relèvement du sillon vers le SW, c'est-à-dire vers le Pinde (BRUNN, J. H., 1956, p. 191). Celui-ci est atteint à son tour par des tendances ascensionnelles, alors que le massif pélagonien stable à nouveau subit une érosion importante réduisant de beaucoup l'épaisseur de la nappe qui recouvre complètement l'Olympe thessalien.

Pontien (fig. 4 g).

Une dernière tuméfaction du massif pélagonien a lieu après l'Helvétien, mais les traces qui nous en sont léguées sont du domaine de l'histoire continentale. Les structures tardi-géosynclinales correspondent en gros à la zone anticlinale du Pinde (sur le Gavrovo) et à la zone pélagonienne (sur l'Olympe).

Dans le Pinde, on observe un plissement à grand rayon de courbure au style lourd et cassant.

Dans le massif pélagonien on assiste à un ploiement dissymétrique (à flanc abrupt) parallèle aux directions de la chaîne; cette flexure est accompagnée de failles en extension parallèles à cette direction, aussi bien visibles dans la nappe pélagonienne que dans le soubassement calcaire de l'Olympe.

Ces mouvements s'inscrivent dans la stratigraphie par la discordance des niveaux pontiens sur le Miocène du sillon mésohellénique et par la présence de galets cristallins et cristallophylliens dans les formations pontiennes.

Plio-Quaternaire (fig. 4 h).

Au Plio-Quaternaire enfin, le mouvement positif de surrection de la zone pélagonienne va aboutir à la percée de la nappe par les calcaires de l'Olympe. De nombreux faits semblent corroborer ce point de vue (témoins néogènes à différentes altitudes, dépôts levantins et quaternaires redressés à 45° vers le SE (Servia), failles affectant le Quaternaire conglomératique du piémont est de l'Olympe, etc.); il semble d'ailleurs que cette percée ait été faite d'abord du côté oriental du massif et que la dénudation du côté occidental ait été plus tardive.

Le flanc égéen de l'Olympe (à l'Est) est en effet cerné sur toute son étendue par des conglomérats quaternaires lités; la flexure orientale du massif est accélérée par une série de failles parallèles d'âge quaternaire, de direction NW-SE, qui basculent généralement les conglomérats vers le centre du massif (failles de Lithochoron à Vrondou); les conglomérats lités sont à d'autres endroits (Leptocaria, Platamon) inclinés vers la mer avec des pendages de 10° à 20° et parfois plus de 45° vers l'Est.

Au contraire, vers l'Ouest ou le Sud, l'Olympe est entouré par les formations cristallophylliennes pélagoniennes souvent en dépression. Sur ces piémonts occidentaux et méridionaux, l'absence de cailloutis ou conglomérats calcaires est absolument remarquable. Bref, l'ensemble des faits suggère que la voûte calcaire de l'Olympe a été longtemps protégée par une nappe gneissique à l'Ouest, alors que la dénudation du versant oriental se faisait plus tôt.

IV. — CONCLUSION.

Dans la région de l'Olympe, on rencontre donc la superposition des trois types de structures correspondant aux trois types de paléogéographies (géosynclinale, tardi-géosynclinale et post-géosynclinale) :

1. *Le chevauchement des zones internes* sur les zones externes subautochtones ou autochtones a une ampleur considérable (plus de 150 km), mais ceci n'est pas incompatible avec ce que l'on connaît ailleurs dans les Hellénides ou même les Dinarides. Ainsi, J. AUBOUIN et J. NDOJA (1964) en Albanie, J. AUBOUIN et J. DERCOURT (1965)

en Crète, ont décrit depuis des structures tout à fait comparables à celles que l'on observe en Grèce septentrionale (en particulier des ampleurs de charriage tout aussi importantes).

2. *Le bombement à grand rayon de courbure* de direction WNW-ESE dont les zones synclinales correspondent aux bassins molassiques (ici le sillon mésohellénique), les zones anticlinales aux emplacements des futures grandes fenêtres tectoniques (du Gavrovo sous le Pinde, de l'Olympe sous le Pélagonien).

3. *La mise en place de failles NW-SE* (sublongitudinales) ou NE-SW (subtransversales) par rapport aux deux types précédents de structure qui limitent les bassins effondrés plio-quaternaires et qui, associées aux derniers mouvements de montée de l'Olympe, ont permis la percée de ce dernier en fenêtre tectonique.

BIBLIOGRAPHIE.

- AUBOUIN, J., 1959, Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie (1^{re} thèse, Paris, 1958). (*Ann. géol. Pays helléniques*, t. X, pp. 1-483.)
- 1961, Propos sur les géosynclinaux. (*Bull. Soc. Géol. de France*, [7], t. 3, pp. 629-702.)
- AUBOUIN, J. et DERCOURT, J., 1965, Sur la géologie de l'Égée : regard sur la Crète (Grèce). (*Ibid.*, [7], t. 5, pp. 787-821.)
- AUBOUIN, J. et NDOJAJ, I., 1964, Regard sur la géologie de l'Albanie et sa place dans la géologie des Dinarides. (*Ibid.*, [7], t. 6, pp. 593-625.)
- BOURCART, J., 1919, Sur la découverte du Priabonien dans la région de Salonique. (*C. R. Ac. Sc. de Paris*, 28 avril 1919, t. 168, p. 855.)
- 1922, Les confins albanais administrés par la France. Delagrave, Paris.
- BRUNN, J. H., 1956, Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale (thèse, Paris, 1955). (*Ann. géol. Pays helléniques*, t. VII, pp. 1-358.)
- BRUNN, J. H., CHEVALIER, J. P. et MARIE, P., 1955, Quelques formes nouvelles de Polypiers et de Foraminifères de l'Oligocène et du Miocène du NW de la Grèce (*Bull. Soc. Géol. de France*, [6], t. 5, pp. 193-205.)
- CELET, P., 1961, Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale (thèse, Lille). (*Ann. géol. Pays helléniques*, t. XII, Athènes.)
- CERVENJAKZ, FERRARA, G. et TONGIORGI, E., 1963, *Nature*, mars 1963, p. 893.
- GUERNET, C., 1965, Aperçu sur la stratigraphie de l'Eubée moyenne (Grèce). (*Bull. Soc. Géol. de France*, [7], pp. 822-829.)

- GODFRIAUX, I., 1962 *a*, Sur la présence de l'Éocène dans les calcaires de l'Olympe. (*Ibid.*, [7], pp. 49-54.)
- 1962 *b*, L'Olympe : une fenêtre tectonique dans les Hellénides internes. (*C. R. Ac. Sc. de Paris*, t. 255, p. 1761.)
- 1964 *a*, Sur le métamorphisme de la zone pélagonienne orientale (Région de l'Olympe, Grèce). (*Bull. Soc. Géol. de France*, [7], t. 6, pp. 146-162.)
- 1964 *b*, Étude stratigraphique de l'Olympe (Thessalie, Grèce). (*Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. 84, pp. 191-203.)
- GODFRIAUX, I. et MERCIER, J., 1964, Essai de comparaison des massifs thessaliens et macédoniens. (*Ibid.*, t. 84, pp. 205-221.)
- GODFRIAUX, I., 1967, Étude géologique de la région de l'Olympe (Grèce) (thèse, Lille, 1965). (*Ann. géol. des Pays helléniques*, t. XVII [sous presse]).
- MERCIER, J., 1960, Zone pélagonienne et zone du Vardar en Macédoine grecque. (*Bull. Soc. Géol. de France*, [7], t. 2, pp. 435-449.)
- Étude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (thèse, Paris, 1966, tirage provisoire offset). (A paraître dans *Ann. géol. des Pays helléniques*.)
- PAPASTAMATIOU, J. N., 1960, La géologie de la région montagneuse du Parnasse — Kiona-Oeta. (*Bull. Soc. Géol. de France*, [7], t. 2, pp. 398-408.)
-

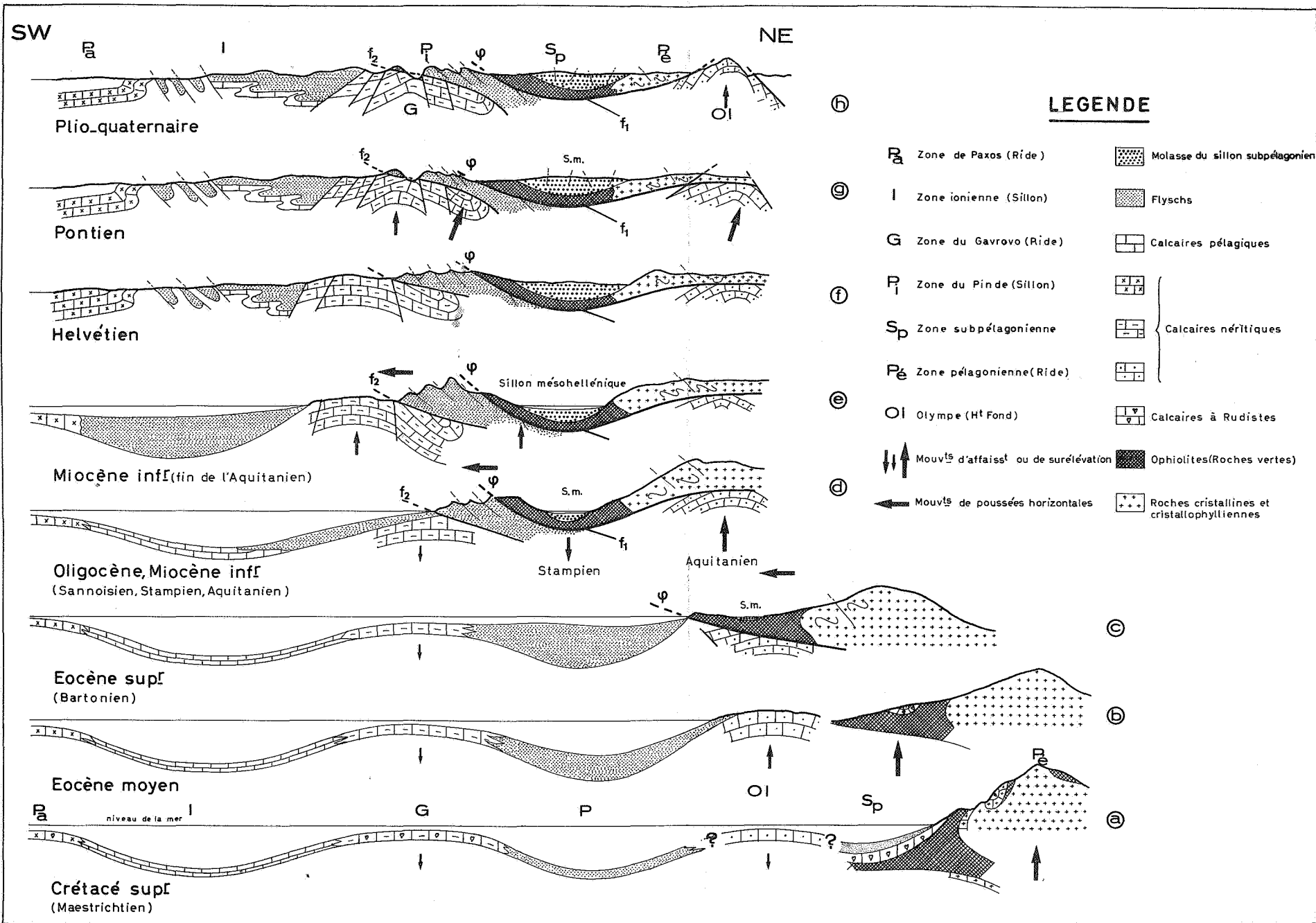


FIG. 4. — Evolution paléogéographique des Héliénides de la zone pélagienne à la zone de Paxos depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Quaternaire d'après les travaux et les reconstitutions de J. H. BRUNN (1956), J. AUBOUIN (1958), P. CELET (1962), J. DERCOURT (1964), I. GODFRIAUX (1965).

YOUGOSLAVIE

BULGARIE

ALBANIE

Mer Egée

Sporades du Nord










PAXOS

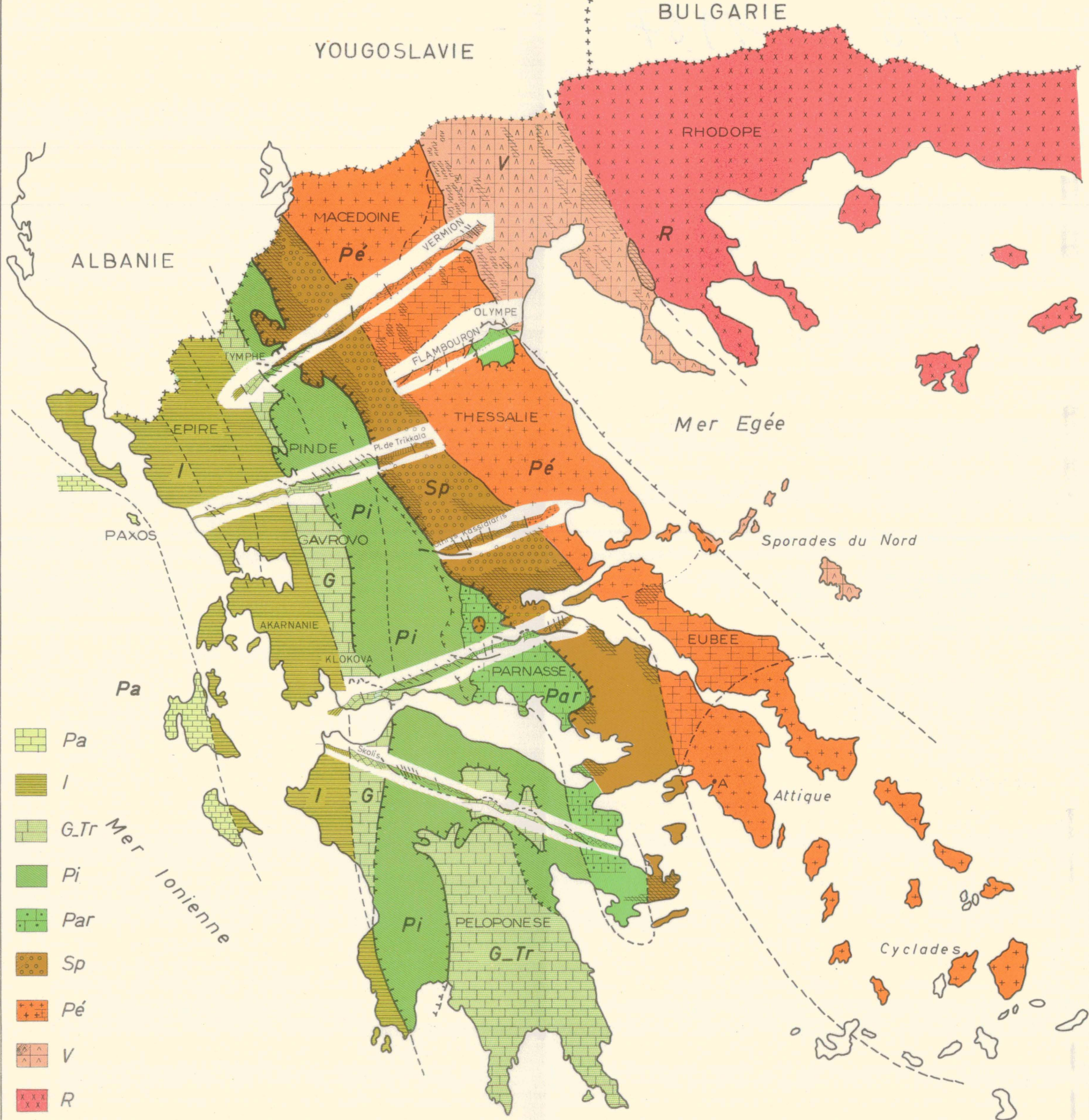
Pa

Mer Ionienne















Attique

Cyclades

-  Pa
-  I
-  G_Tr
-  Pi
-  Par
-  Sp
-  Pé
-  V
-  R

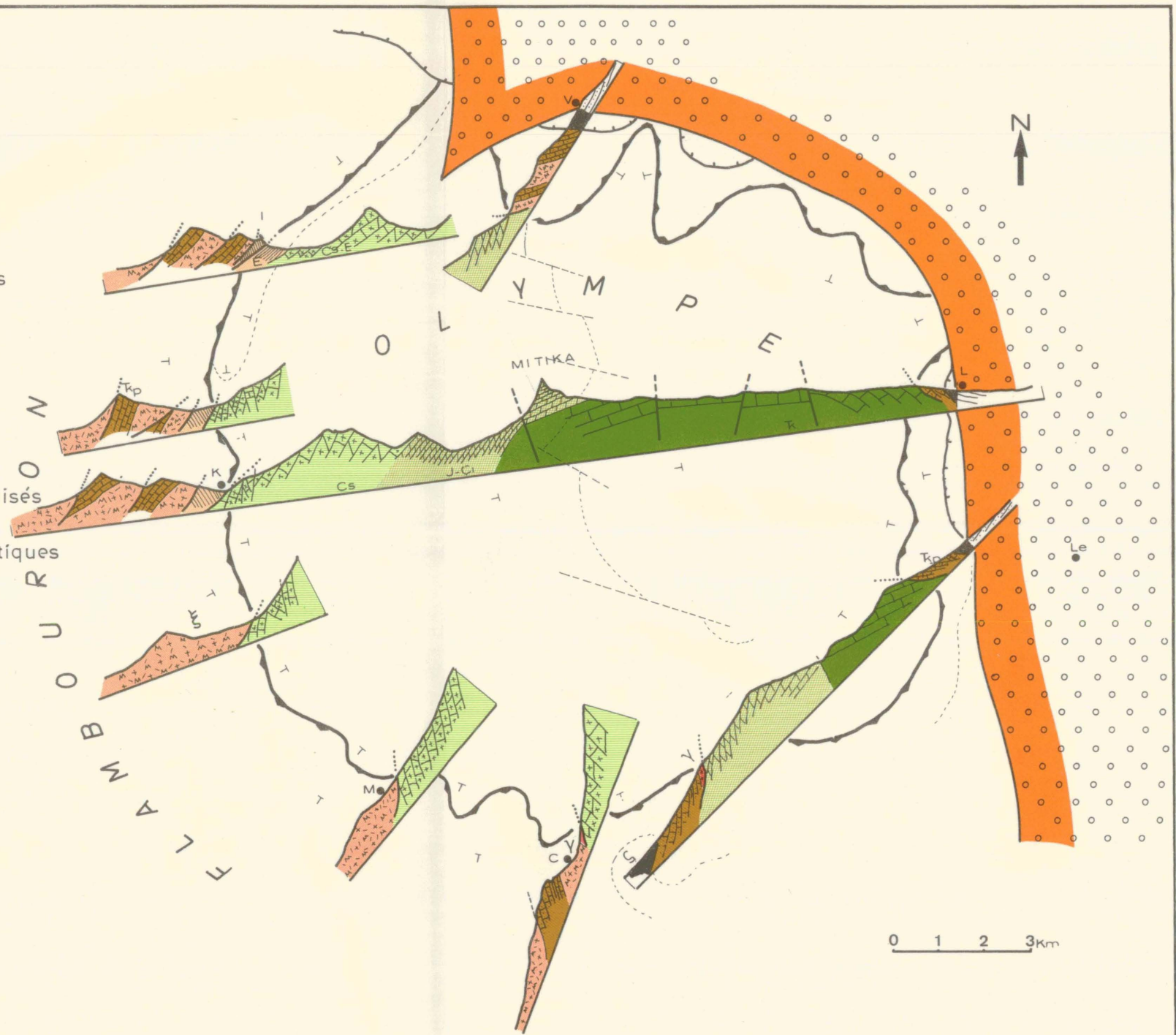


LEGENDE

-  Quaternaire
-  S Ophiolites
-  Kp Calcaires marbres
-  ξ Formations métamorphiques (Micaschistes, Gneiss)
-  γ Granite
-  E Flysch
-  Cs-E Calcaires dolomitiques cristallisés (F. du Varlama et du Tigania)
-  J.Ci Dolomies et calcaires dolomitiques (F. du Mitika)
-  K Calcaires inférieurs (F. d'A. Diounissiou)
-  Contact anormal
-  Faille de chevauchement
-  Faille d'effondrement
-  Pendage
-  Brèche tectonique

LOCALITES :

- C : Caria
 - I : Itamos (Riv.)
 - K : Kokkinoplos
 - L : Lithochoron
 - Le : Leptocaria
 - M : Moni Sparmou
 - V : Vrondou
- εΜΡ.Γ



Le Massif calcaire de l'Olympe: quelques coupes schématiques sur son pourtour.

FIG. 2. — La fenêtre tectonique de l'Olympe : quelques coupes sur son pourtour.

FIG. 3. — **Esquisse des zones isopiques des Hellénides et leurs rapports structuraux d'après J. AUBOUIN (1958), J. AUBOUIN ET AUTRES (1960-1963).**

- Pa : zone préapulienne (zone de Paxos);
- I : zone ionienne;
- G-Tr : zone du Gavrovo — Tripolitza;
- Pi : zone du Pinde;
- Par : zone du Parnasse;
- Sp : zone subpélagonienne;
- Pé : zone pélagonienne;
- V : zone du Vardar s.l. soit d'Ouest en Est : zone d'Almopias, zone du Paikon et zone de Péonias;
- R : massif des Rhodopes s.l. soit d'Ouest en Est, zone serbo-macédonienne et massif des Rhodopes;
- a | b | : limite de zone (a= reconnue, b= supposée);
- ⌊ : chevauchement.