

CHAPITRE III

SÉDIMENTATION DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA PLATE-FORME :

L'INSTABILITÉ FINI-CRÉTACÉ-ÉOCÈNE DE LA MARGE PASSIVE D'APULIE EN ALBANIE (PLATE-FORME CARBONATÉE DE KRUIJA) ET SES IMPACTS SUR LA SÉDIMENTATION

Grigor Heba et Gilbert Prichonnet

*Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère et GEOTERAP,
Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Succ. Centre-Ville,
Montréal, Québec, Canada, H3C 3P8.*

Article sous presse dans le Bulletin de la Société Géologique de France (Janvier 2009).

3.1 RÉSUMÉ

Une analyse sédimentologique (faciès F1-F15) et l'application d'une biostratigraphie précise du Crétacé inférieur, du Crétacé supérieur (biozones CsB1-CsB7), du Paléocène et de l'Éocène sont présentées pour la plate-forme carbonatée de Kruja (massif de Kulmaka), appartenant à la marge passive d'Apulie en Albanie.

Elles ont permis de distinguer deux périodes dans l'évolution de la plate-forme de Kruja : (1) une période de stabilité anté-santonienne comportant une sédimentation néritique de type plate-forme interne, malgré la régression vers la fin du Cénomaniens suivie d'un approfondissement au Turonien dans d'autres plate-formes du domaine apulien; et (2) une période d'instabilité fini-Crétacé-Éocène, entraînant dans "la partie occidentale" de la plate-forme d'importantes lacunes (de 16 à 47 Ma; et même localement de 60 Ma) et des brèches polygéniques éocènes, tandis que dans "la partie orientale" la sédimentation néritique est maintenue avec des fluctuations modérées.

Cette instabilité a aussi été identifiée sur la plate-forme similaire de Gavrovo en Grèce, au cours de la même période, ce qui suggère son caractère régional. Elle est due aux failles de décrochements NNO-SSE entre la plate-forme de Kruja-Gavrovo et le Bassin Ionien adjacent, résultant de la collision entre les plaques apulienne et européenne durant l'intervalle Crétacé-Éocène.

Deux phases d'érosion sont proposées dans le massif de Kulmaka (plate-forme de Kruja), du Santonien supérieur jusqu'à la fin de l'Éocène. À partir du Santonien supérieur, les décrochements produisent des horsts et grabens dans la plate-forme interne crétacée, causant dans "la partie occidentale" d'importantes érosions qui alimentent des brèches de talus de 450 m d'épaisseur dans le Bassin Ionien. Puis

la sédimentation se différencie à partir du Maastrichtien supérieur : pélagique dans "la partie occidentale" et néritique de type plate-forme externe dans "la partie orientale". Pendant l'intervalle Paléocène-Éocène moyen à supérieur, la seconde phase engendre d'autres lacunes, reconnues dans l'ensemble de Kruja-Gavrovo, et des brèches polygéniques dans "la partie occidentale" du Kulmaka. Durant l'Éocène moyen à supérieur, la sédimentation différenciée entre les deux parties du massif se maintient. Enfin, les flyschs de l'Oligocène, produits d'une phase distensive majeure dans l'orogénèse alpine, reposent en discordance sur les calcaires de la plate-forme.

3.2 ABSTRACT

A detailed sedimentology (facies F1-F15) and a precise biostratigraphy for the Lower Cretaceous, the Upper Cretaceous (CsB1-CsB7 biozones), the Paleocene and the Eocene are established for the shallow-water carbonates in the Kruja platform (Kulmaka massif), located along the Apulian passive margin of Albania.

Two distinct periods of evolution were recognized for the Kruja platform : (1) a period of pre-santonian stability leading to the neritic inner platform sedimentation, despite the regression near the end of the Cenomanian followed by a deepening during the Turonian time in other platforms of the Apulian domain; (2) a period of instability, during Upper Santonian-Upper Eocene interval, causing major hiatus in "the western zone" (16-47 Ma, and locally 60 Ma) and Eocene polygenic breccias, whereas the neritic sedimentation continued in "the eastern zone" with moderate fluctuations.

This instability has also been reported for the same period in the Gavrovo platform (Greece), similar to the Kruja platform, reflecting a regional feature. This

instability is attributed to strike-slip movements along NNW-SSE faults between the Kruja-Gavrovo platform and the Ionian Basin following the collision of Apulian and European plates at the Cretaceous-Eocene times.

Two erosional phases are proposed for the Kulmaka massif (Kruja platform), during Upper Santonian-Upper Eocene interval. Following Upper Santonian time, strike-slip movements generated horst and grabben structures in the inner cretaceous platform and caused erosion of the cretaceous series in "the western zone" that produced up to 450 m thick slope breccias in the Ionian Basin. This instability induced a differentiation of sedimentary conditions across-strike of the platform since the Upper Maastrichtian time: pelagic in "the western zone" and neritic external platform in "the eastern zone". During Paleocene and Middle-Upper Eocene times, the second phase generated new hiatus, identified throughout the Kruja-Gavrovo platform, and polygenic breccias in "the western zone" of Kulmaka massif. The difference in sedimentation between these two zones of the massif is preserved during the Middle-Upper Eocene time. Finally, the Oligocene flysch, resulting from a major distensive event of the alpine orogeny, cover unconformably the carbonate platform.

3.3 INTRODUCTION

La plate-forme carbonatée de Kruja est représentée par un ensemble d'affleurements, du NNO au SSE de l'Albanie, d'âge Crétacé inférieur à Éocène, appartenant à la "Zone de Kruja" (Papa, 1970; Peza, 1973; ISPGJ-IGJN, 1983; Meço and Aliaj, 2000; Robertson and Shallo, 2000). Il s'agit d'une plate-forme de type bahamien (Robertson and Shallo, 2000), liée à la marge passive d'Apulie (Fig. 1-A), qui a enregistré une émergence à partir du Maastrichtien inférieur, accompagnée d'une lacune importante de 3 à 20 Ma, redéfinie par Heba et Prichonnet (2006). Des

domaines de bassin l'encadrent (ISPGJ-IGJN, 1983, Fig.1-B; Graham Wall et al., 2006, Fig. 1-C): la Zone Ionienne, un bassin de rift intra-continental, vers l'Ouest et la Zone de Krasta-Cukali, un bassin de marge passive, vers l'Est.

La plate-forme de Kruja est extension latérale de celle de Gavrovo en Grèce (Fig. 1-A) où des lacunes et des émergences ont été reconnues. Les plus importantes lacunes y caractérisent les domaines occidental et axial et résultent d'un événement tectonique d'âge Santonien supérieur à Campanien inférieur selon Mavrikas (1993), tandis que des émergences sont reconnues dans le domaine oriental : d'une part, au cours du Maastrichtien, une brève émergence est mise en évidence par Landrein et al. (2001); d'autre part, vers la fin du Maastrichtien supérieur-début du Paléocène et au cours de l'Éocène quelques lacunes sont rapportées par Fleury (1980) et Mavrikas (1993).

Cette étude concerne la partie sud de la plate-forme de Kruja, soit le massif carbonaté de Kulmaka (Fig. 1-D) qui représente une unité tectonique chevauchante vers le SO. Ce massif est constitué majoritairement par les calcaires crétacés qui renferment des rudistes et des gastéropodes (Kondo et al., 1971; Shteto et al., 1982; Yzeiraj et al., 2002), tandis que quelques affleurements de calcaires bioclastiques paléocènes-éocènes forment des buttes-témoins.

Des failles NNO-SSE et quelques failles SO-NE découpent le massif en plusieurs blocs, témoignant d'une tectonique complexe (Shteto et al., 1982). Les accidents longitudinaux (N120 à N160) et ceux orientés N050 à N100 sont souvent subverticaux. Un miroir de faille longitudinale a permis d'observer quelques plans striés : sur la faille N145 (près de la coupe XIII), qui limite les dépôts du Maastrichtien supérieur et du Crétacé supérieur au centre du massif, on observe des stries plongeantes de 5° vers le NO, associées à un mouvement senestre.

À l'Ouest, la série carbonatée est surmontée par le flysch de l'Oligocène discordant (Fig. 1-D). Par contre, à l'Est, la bordure orientale du massif est limitée par une faille subverticale N160 au contact des carbonates avec le flysch de l'Oligocène : il s'agit du chevauchement vers l'Ouest de la Zone de Kruja, mis en place pendant l'intervalle Miocène-Pliocène (Graham Wall et al., 2006, Fig. 1-C). Ce dernier correspond aux phases tectoniques néogènes de l'orogénèse alpine (ISPGJ-IGJN, 1983; Meço and Aliaj, 2000; Graham Wall et al., 2006).

Enfin, à l'extrémité SO du massif, un accident inverse marque le contact entre le flysch de l'Oligocène et les carbonates du Crétacé inférieur : c'est un rétrochevauchement sur le front occidental de la Zone de Kruja, mis en place durant le chevauchement de la Zone Ionienne vers l'Est, au Plioquaternaire (ISPGJ-IGJN, 1983; Meço and Aliaj, 2000).

Plusieurs auteurs ont montré que pendant l'intervalle Crétacé-Éocène, la marge passive d'Apulie va évoluer dans un contexte géodynamique régional en compression, accompagné de failles de décrochement (*strike-slip faults*), dues à la collision entre la plaque Apulie et celle d'Europe (Ricou et al., 1986; Linzer et al., 1995; Golonka, 2002; Carminati and Doglioni, 2004). En conséquence, à l'échelle locale, certains domaines sédimentaires appartenant à la plaque d'Apulie tels que la plate-forme de Gavrovo en Grèce (Mavrikas, 1993), les plate-formes de l'Apennin Central en Italie (Casabianca et al., 2002) et le Bassin *Northern Calcareous Alps* (*Alpine-Carpathian Belt*) en Autriche (Wagreich, 1995; Neubauer et al., 1995), sont caractérisés par des changements abrupts de faciès, des épaisseurs variables des séquences sédimentaires, des lacunes et des brèches.

Dans la plate-forme de Kruja, le massif carbonaté de Kulmaka expose des brèches et des lacunes non reconnues avant cette étude et dont les causes sont à rechercher. L'étude se propose de répondre à plusieurs questions : (1) quels types de paléoenvironnements représentent les différents dépôts de calcaires qui constituent ce massif ? (2) comment la série, attribuée à l'intervalle du Crétacé-Éocène, peut-elle être corrélée avec les biozonations établies auparavant dans la plate-forme de Gavrovo (Fleury, 1980; Mavrikas, 1993) ? (3) combien y a-t-il de lacunes et quelles sont leurs durées ? (4) quelle est leur origine ? et enfin (5), en appliquant le cadre biostratigraphique établi par Fleury (1980), peut-on corréler temporellement les ensembles lithologiques dont la biostratigraphie détaillée est établie pour la première fois ?

Seize coupes levées dans le massif de Kulmaka (I à XVI, Figures 1-D et 2 à 4) et une coupe établie dans le cadre de l'exploration pétrolière (coupe P, fig. 1-D, Yzeiraj et al., 2002), sont étudiées sous les aspects de la lithologie, la sédimentologie et la biostratigraphie. Puis on cherchera à établir l'évolution locale de ce massif afin de reconstituer l'histoire tectono-sédimentaire de la plate-forme de Kruja et ses liens avec la tectonique régionale.

3.4 MÉTHODES D'ÉTUDE

L'étude porte sur 74 échantillons (coupes I à XVI) qui caractérisent les différents ensembles lithologiques reconnus sur le terrain.

La cartographie à 1/25 000 du massif de Kulmaka par Shteto et al. (1982) a servi à localiser les coupes et les nouvelles observations sur les failles (Fig. 1-D).

L'analyse des faciès sur le terrain et l'étude des lames minces sont basées sur la classification texturale des roches carbonatées proposée par Wright (1992).

La biostratigraphie est réalisée grâce au diagnostic en lames minces des microfossiles index : les foraminifères benthiques (Rhapydioninidés et Alveolinidés), les foraminifères planctoniques (Globigérinidés et Globotruncanidés), et les algues. Des rudistes, les sections de Caprinidés (cf. *Schiosia*) et l'espèce *Polyptychus* cf. *pseudonobilis* Choffat sont également retenus.

On utilise la biostratigraphie du Crétacé inférieur (terminal) et la biozonation du Crétacé supérieur de Fleury (1980), et son échelle pour le Paléogène : dans cette échelle, les divers foraminifères benthiques et planctoniques de la série locale de Grèce ont été mis en parallèle avec les zones classiques fondées sur les foraminifères benthiques et planctoniques d'Hottinger (1960) et Bolli (1966). On distingue donc, d'après Fleury (1980), l'Albien (Crétacé inférieur), sept biozones pour le Crétacé supérieur et deux ensembles stratigraphiques au Paléogène.

L'Albien est caractérisé par la présence des Orbitolinidés et les algues Dasycladales et Udoteacées.

Pour le Crétacé supérieur, on a les biozones suivantes: (1) CsB1, ou "Zone à *Sellialveolina* gr. *Viallii*" (Cénomaniens moyen); (2) CsB2, ou "Zone à *Broeckina balcanica*" (Cénomaniens moyen-supérieur); (3) CsB3, ou "Zone à *Pseudocyclamina sphaeroidea*" (Turonien-Santonien inférieur); (4) CsB4, ou "Zone à *Murgella lata*" (Santonien supérieur-Campanien); (5) CsB5, ou "Zone à "Orbitolinidés K" et "*Moncharmontia apenninica*" (Campanien inférieur); (6) CsB6, ou "Zone à Rhapydioninidés" (Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur); (7) CsB7, ou "Zone à *Rhapydionina liburnica*" (Maastrichtien supérieur).

Pour les ensembles stratigraphiques du Tertiaire, on retient: le Paléocène, caractérisé par la présence de Valvulinidés et Chrysalidinidés, associés à *Miscellanea* sp., *Ranikolthalia* sp., *Operculina* sp. et *Glomalveolina* sp.; et l'Éocène, caractérisé par des foraminifères planctoniques (*Turborotalia cerroazulensis*, *Hantkenina* sp., *Morozovella* sp., *Accarina* sp., des Globigérinidés et des Globorotalidés) et des foraminifères benthiques (*Fabiania cassis*, *Chapmanina gasinensis*, *Pellatispira madaraszi*, *Alveolina* sp., *Orbitolites* sp., *Assilina* sp. et des Orthophragmines).

3.5 LITHOLOGIE ET BIOSTRATIGRAPHIE

Les 16 coupes étudiées (Figures 2 à 4) et la coupe P (d'après Yzeiraj et al., 2002) sont décrites avec leurs lithologies et les fossiles caractéristiques, qui seront énumérés dans l'ordre de leur importance biostratigraphique.

Pour décrire la série, on présente les ensembles lithologiques de la base vers le sommet, puis on expose les éléments caractéristiques des calcaires qui les constituent : textures, structures et fossiles. Les textures des échantillons représentatifs des ensembles lithologiques sont présentées en détail sur les figures 2 à 4. La description stratonomique est définie par les termes suivants: calcaires en plaquettes (5 à 10 cm), en strates moyennes (10 à 50 cm) et en strates massives (50 cm et plus). La variabilité des situations a conduit à 11 descriptions plus détaillées (coupes I à XI), et deux regroupements grâce à leurs ressemblances (coupes XII et XIII; et coupes XIV, XV, XVI).

3.5.1 Coupes décrites individuellement (I à XI)

Coupe I – Elle montre une série calcaire épaisse d'environ 240 m (Fig. 2). Elle représente les sédiments fini-crétacés et éocènes, séparés par une lacune de

l'ordre de 17,5 Ma (voir Fig. 5-A), dans la partie orientale du massif. On y retient les deux ensembles lithologiques suivants : (a) 50 m de calcaires en strates massives, gris à crème, type wackestone, comportant beaucoup de cavités de grands rudistes dissous (formant probablement des biostromes). Ils renferment *Siderolites calcitrapoides*, *Siderolites* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides apiculata*, *Orbitoides* sp., *Sulcoperculina* sp., de rares *Globotruncana* sp., des Rotalidés, ostracodes, bryozoaires et débris de madrépores. Âge : CsB7 (Maastrichtien supérieur); (b) puis en concordance, 190 m de calcaires riches en Nummulites et Discocyclines, sombres à la base et beiges au sommet, en strates moyennes à massives. Il s'agit de calcaires bioclastiques, type packstone, renfermant *Nummulites* sp., *Nummulites millecaput*, *N. striatus*, *Discocyclina* sp., des Orthophragmines, du rare plancton (*Turborotalia cerroazulensis*), des bryozoaires, échinodermes, algues rouges (Mélobésiées) et débris de gastéropodes. Âge : Éocène moyen à supérieur.

Coupe II – La série calcaire d'âge Crétacé supérieur est épaisse d'environ 260 m (Fig. 2). On observe deux ensembles lithologiques, sans lacune : (a) 190 m de calcaires en strates moyennes, beige clair, à rudistes et gastéropodes, et leurs débris. Ce sont des calcaires biomicritiques, type mudstone-wackestone, renfermant *Cisalveolina* sp., *Dicyclina* sp., *Pseudorhapydionina dubia*, *P. laurinensis*, *Nezzazata* sp., *Broeckina balcanica*, *Cuneolina* sp., *Chrysalidina* sp., *Pseudolituonella reicheli*, des milioles, ostracodes et algues. Les figures fenestrae sont souvent présentes. Ces calcaires constituent de très larges affleurements dans le massif et forment souvent le substrat des calcaires fini-crétacé-éotertiaires. Âge : CsB2 (Cénomaniens moyen-supérieur); (b) 70 m de calcaires à rudistes et leurs débris, gris-clair, type wackestone-packstone, en strates moyennes à massives. Ces calcaires renferment *Pseudocyclamina sphaeroidea*, *Cuneolina* sp., *Montcharmontia* sp., *Montcharmontia apenninica*, *Murgella lata*, *Accordiella conica*, *Dicyclina* sp., *Scandonea samnitica*, *Rotorbinella scarsellai*, *Aeolisaccus kotori*, *Thaumatoporella*

parvevosiculifera, Miliolidés, Rotalidés et Textularidés. Âge : CsB3-CsB4 (Turonien-Santonien).

Coupe III – Avec 75 m d'épaisseur (Fig. 2), elle expose à sa base les calcaires les plus anciens affleurant dans le massif d'âge Crétacé inférieur (Albien): après une lacune de l'ordre de 47 Ma (Fig. 5-A), ces calcaires néritiques sont surmontés par des calcaires pélagiques de l'Éocène moyen. On y distingue donc deux ensembles lithologiques, séparés par la lacune : (a) 60 m de calcaires gris clair à rudistes en strates moyennes. Ce sont des biomicrites à pellets et structure fenestrae, riches en Orbitolinidés (*Orbitolina* sp.), *Cayeuxia* sp., algues Udoteacées, bryozoaires, ostracodes et gastéropodes. Âge : Crétacé inférieur (probablement Albien); (b) puis en contact franc, 15 m des calcaires micritiques blancs, en plaquettes, à plancton. Ces calcaires planctoniques renferment des Globigérines, *Globigerinatheka* sp., *Turborotalia* gr. *cerroazulensis* (*T. cerroazulensis* à *T. cunialensis*). Âge : Éocène moyen.

Coupe IV – Elle montre une série calcaire épaisse d'environ 153,5 m (Fig. 2), marquant le passage des sédiments de Crétacé inférieur (Albien) à ceux de Crétacé supérieur (CsB1 ou Cénomanién). On observe en continuité trois ensembles lithologiques: (a) 50 m de calcaires, type grainstone, gris clair, en strates massives. Ce sont des biosparites riches en petits gastéropodes entiers, à rudistes et leurs débris. Ils renferment *Orbitolina* sp., *Cayeuxia* sp. et de rares milioles. Âge : Albien; (b) 62,5 m de calcaires wackestone-packstone à pellets et rudistes de grande taille et leurs débris, surtout à la base de l'ensemble. Ils renferment *Orbitolina* sp., *Sellialveolina* gr. *viallii*, *Sellialveolina* sp. et ostracodes. Âge: Albien-CsB1(Cénomanién); (c) 41 m de calcaires micritiques beiges à structure fenestrae, à *Cuneolina* sp., Textularidés, milioles, quelques rares rudistes et gastéropodes. Âge : CsB1 (Cénomanién).

Coupe V – Les 60 m de calcaires observés (Fig. 2) représentent encore les dépôts les plus anciens affleurant dans le massif de Kulmaka, d'âge Crétacé inférieur sommital (Aptien-Albien). Ils sont bien exposés dans l'extrême SO du massif (Cr₁, Fig. 1-D). Il s'agit d'une alternance d'oosparites, biomicrites et oomicrites, composée de quatre ensembles lithologiques en continuité: (a) 14 m de calcaires, type packstone, à débris de rudistes, gastéropodes et oolithes hétérométriques; (b) 16 m de calcaires, type wackestone-packstone, à rudistes et leurs fragments, qui contiennent *Bacinella irregularis* et algues Udoteacées; (c) 24 m de calcaires, type wackestone, avec beaucoup d'algues Dasycladales (des grosses *Salpingoporella* sp., *Salpingoporella dinarica*) auxquelles s'ajoutent *Orbitolinopsis capuensis*, *Debarina* sp., *Chrysalidina* sp. et des fragments de rudistes; et (d) 6 m de calcaires, type grainstone, à oolithes hétérométriques, intraclastes oolithiques et quelques débris d'Orbitolinidés.

Coupe VI – Elle expose une série épaisse d'environ 280 m (Fig. 3). Les calcaires sont d'âge CsB1-CsB2 (Cénomaniens) et ils affleurent dans la majeure partie occidentale du massif. On observe trois ensembles lithologiques en succession normale : (a) 40 m de calcaires gris clair, type wackestone à fenestreae, en strates moyennes, à débris de rudistes et petits gastéropodes. Ils renferment *Nezzazata* sp., *Cisalveolina* sp., *Broeckinella balcanica*, *Spiroloculina* sp., ostracodes, milioles et algues; (b) 20 m de calcaires, type packstone-grainstone, à oolithes et gastéropodes (20 m). Ce sont des oobiosparites qui contiennent *Cayeuxia* sp., *Cuneolina* sp. et des sections brisées d'*Orbitolina* sp.; (c) 220 m de calcaires, type grainstone, en strates massives, gris clair, à rudistes et leurs débris. Dans la partie supérieure, les rudistes [sections de Caprinidés (cf-Schiosia); Pl. 1, affleurement K-6] sont de grande taille (sections atteignant 6 cm de diamètre) et nombreux, et forment des biostromes de type *patch reef*. Les rudistes s'associent à *Debarina* sp., *Bacinella* sp., *Orbitolina* sp., *Cayeuxia* sp., des gastéropodes, madrépores, débris d'échinodermes et pellets.

Coupe VII – Ici, la série est épaisse d'environ 400 m (Fig. 3) et correspond aux calcaires d'âge Albien-CsB1 (Cénomaniens). Ils constituent le substrat dans la partie centrale du massif (Cr₁₋₂, fig. 1-D). Il s'agit d'une alternance de calcaires à prédominance wackestone, à rudistes et gastéropodes, en strates moyennes; de calcaires oolithiques packstone-grainstone en strates de 10 à 15 cm ; et de calcaires micritiques à petits gastéropodes. À part des rudistes, gastéropodes et leurs débris, l'association de microfossiles est caractérisée par *Sellialveolina* gr. *viallii*, *Orbitolina* sp., *Cuneolina* sp., *Boueina* sp., *Nezzazata* sp., *Spiroloculina* sp., des Ophthalmidiidés, Textularidés, ostracodes et milioles.

Coupe VIII – Elle expose une série calcaire épaisse de 160 m (Fig. 3). Elle comporte trois ensembles lithologiques distincts, le troisième faisant suite à une lacune : (a) une alternance d'environ 90 m, entre des calcaires oolithiques (type grainstone), des calcaires riches en débris de rudistes et des calcaires micritiques. L'association des *Orbitolina* sp., *Sellialveolina* gr. *viallii*, *Sellialveolina* sp., *Nezzazata* sp., *Debarina* sp., *Cuneolina* sp., *Cayeuxia* sp., Ophthalmidiidés, ostracodes et milioles permet donc de reconnaître le substrat d'âge Albien-CsB1 (Cénomaniens); (b) 65 m de calcaires type wackestone à grands rudistes (l'espèce *Polyptychus* cf. *pseudonobilis* Choffat; Pl. 1, affleurement K-73) et gastéropodes, renfermant *Pseudocyclamma sphaeroidea*, *Chrysalidina* sp., *Pseudolituonella* sp., *Aeolisaccus kotori*, *Cuneolina* sp. et milioles. L'association de ces fossiles marque le passage des biozones CsB2-CsB3 (Cénomaniens-Santonien); (c) un ensemble de 5 m d'épaisseur montrant deux lithologies: à la base, un niveau de 0,8 à 1 m de calcaires bréchiques, d'âge Éocène moyen, contenant des débris anguleux du substrat crétacé. Ces calcaires bréchiques reposent sur les calcaires CsB2-CsB3 en contact franc et parallèle à la stratification, et la lacune est de l'ordre de 37 Ma (Fig. 5-A). Puis, en continuité,

on observe des calcaires planctoniques en plaquettes, blancs, à lentilles de silex noir, à Globigérinidés (*Globigerina* sp.), *Turborotalia* sp., *T. gr. cerroazulensis* (*T. cerroazulensis* à *T. cunialensis*) et *Hantkenina* sp. Âge : Éocène moyen à supérieur.

Coupe IX – Elle mesure 54 m (Fig. 3). Les calcaires bréchiques de l'Éocène moyen reposent directement sur le substrat de l'Albien (Crétacé inférieur) : la lacune est de l'ordre de 47 Ma (Fig. 5-A). Le substrat de l'Albien (48 m d'épaisseur) est représenté par des calcaires de type mudstone-wackestone avec rares rudistes et gastéropodes, qui, dans la partie sommitale, forment des alternances avec des calcaires à oolithes hétérométriques. Il renferment *Orbitolinopsis capuensis*, *Debarina* sp., *Cayeuxia* sp. et des débris d'Orbitolinidés. Les calcaires bréchiques de l'Éocène moyen, de 6 m d'épaisseur et tronqués par une faille, sont constitués d'éléments anguleux et subarrondis de calcaires biomicritiques à débris de rudistes et de gastéropodes d'âge Sénonien, et de calcaires bioclastiques à Orthophragminés, bryozoaires, madrépores et algues rouges (Paléocène-Éocène inférieur). La matrice qui cimente le tout est une micrite riche en plancton (Globigérinidés, *Globorotalia* sp., *Hantkenina* sp.).

Coupe X – Elle ne mesure que 15 m d'épaisseur (Fig. 3), mais est composée de trois ensembles lithologiques que séparent deux lacunes : (a) 10 m de calcaires biomicritiques à fenestrae, beiges, à rudistes et leurs débris et à gastéropodes, renfermant *Sellialveolina* sp., *Nezzazata* sp., *Debarina* sp., *Cuneolina* sp., *Bacinella irregularis*, des ostracodes et des rares miliolles. Il s'agit probablement du passage Albien-CsB1 (Cénomaniens); (b) 2,5 m de calcaires micritiques blancs à Globotruncanidés en plaquettes qui reposent en contact normal sur les calcaires du substrat d'âge Albien-CsB1, mais après une première lacune de l'ordre de 24 Ma (Fig. 5-A). Ils renferment *Globotruncana* sp., *Globotruncana gr. stuarti*, *G. contusa*, *Siderolites calcitrapoides* et Hétérohélicides qui caractérisent la biozone CsB7 (Maastrichtien supérieur); et (c) un ensemble lithologique de 3,4 m d'épaisseur

présentant deux faciès, et qui permet de constater une deuxième lacune de l'ordre de 17.5 Ma. En effet, à la base, un niveau de 0,7 à 0,8 m de calcaires bréchiqes repose directement sur les calcaires à Globotruncanidés. Ces calcaires bréchiqes sont composés de fragments anguleux de calcaires micritiques à Globotruncanidés (*Globotruncana* sp.) et de bioclastes qui sont cimentés par une matrice micritique noire riche en Globigérinidés (Éocène moyen). L'ensemble se poursuit avec des calcaires pélagiques en plaquettes toujours d'âge Éocène moyen, renfermant *Globigérina* sp. et *Turborotalia cerroazulensis*.

Coupe XI – Elle est épaisse de 40 m (Fig. 4). Une lacune de l'ordre de 60 Ma est identifiée entre le substrat d'âge Albien (Crétacé inférieur) et les premières strates du flysch discordant d'Oligocène (Fig. 5-A). Il s'agit de calcaires (35 m) en strates moyennes, type wackestone-packstone, riches en rudistes et gastéropodes et qui contiennent de rares pellets. Ils renferment *Sellialveolina* sp., *Sellialveolina* gr. *maccagnoae*, *Cuneolina* sp. *Debarina* sp. et *Cayeuxia* sp.. Une surface de discordance irrégulière est identifiée entre les calcaires, plongeant de 25° et 30° vers le SO, et les dépôts de l'Oligocène qui plongent de 10° à 20° vers le SE. L'Oligocène est représentée par une mince couche de marnes, puis des alternances d'argiles et de grès fins du flysch conservées sur 5 m d'épaisseur.

3.5.2 Coupes regroupées (XII et XIII; et XIV, XV, XVI)

Coupes XII et XIII – Celles-ci exposent les calcaires pélagiques d'âge CsB7 (Maastrichtien supérieur) qui reposent en contact normal sur des substrats crétacés différents (Fig. 4). Les calcaires sont tronqués au sommet par une faille de direction NE-SO au centre du massif (Fig. 1-D). Dans la coupe XII, le substrat est d'âge Cr₂ et la lacune de l'ordre de 16 Ma (Fig. 5-A). Il est constitué de calcaires, type wackestone, à rudistes et gastéropodes, renfermant *Chrysalidina* sp., *Pseudolituonella* sp., *Nezzazata* sp., *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Cuneolina* sp. et milioles,

caractérisant ainsi le passage des biozones CsB2-CsB3 (Cénomaniens-Turonien). Dans la coupe XIII, le substrat est d'âge Cr₁₋₂ et la lacune de l'ordre de 22 Ma (Fig. 5-A). Il s'agit de calcaires, type wackestone, à débris de rudistes et rares gastéropodes, renfermant *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp. et des débris d'*Orbitolina* sp. (probablement le passage Albien-Cénomaniens). Dans les deux coupes, les calcaires pélagiques en plaquettes (2,5 m à la coupe XII et 3,5 m à la coupe XIII), renferment *Globotruncana* sp., *Globotruncana stuarti* et *Globotruncana* cf. *contusa*. Il s'agit donc de la biozone CsB7 (Maastrichtien supérieur).

Coupes XIV, XV et XVI – Elles représentent les calcaires en plaquettes, type mudstone, beiges, à nodules de silex noir et très riches en plancton dans la partie ouest du massif (Fig. 4) : de l'Éocène moyen à supérieur dans la coupe XIV et de l'Éocène moyen dans les coupes XV et XVI. Ces calcaires, après une lacune de l'ordre de 47 Ma (Fig. 5-A), reposent sans discordance sur les calcaires en strates moyennes d'âge Albien (Cr₁) de type wackestone-packstone à rudistes et gastéropodes dans les coupes XIV et XV, et sur des calcaires micritiques à Ammonites (Cr₁ terminal) dans la coupe XVI. Les calcaires du substrat d'âge Crétacé inférieur (respectivement de 15 m, 11.5 m et 25 m d'épaisseur) renferment tous des *Cuneolina* sp., *Sellialveolina* sp., *Bacinella* sp., *Orbitolina* sp., des algues Udotécées et des miliolles. Enfin, les calcaires en plaquettes éocènes (respectivement de 4 m, 2 m et 1 m d'épaisseur) renferment tous des *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp. et *Hantkenina* sp.

3.5.3 Nouvelles données stratigraphiques

L'application de la biozation établie par Fleury (1980) a permis de distinguer pour la première fois, dans les coupes de III à XI et de XIII à XVI, la présence des calcaires néritiques du Crétacé inférieur terminal (Albien) et du Cénomaniens (CsB1 et CsB2) : l'âge du substrat du massif de Kulmaka est donc plus

ancien que ce que l'on croyait auparavant (Kondo et al., 1971; Shteto et al., 1982; ISPGJ-IGJN 1983; Yzeiraj et al., 2002). Et on a reconnu, aussi pour la première fois, les calcaires pélagiques à Globotruncanidés du Maastrichtien supérieur (CsB7) dans les coupes X, XII et XIII, et les calcaires pélagiques à Globigérinidés d'âge Éocène moyen à supérieur dans les coupes III, VIII, IX, X, XIV, XV et XVI.

3.5.4 Coupe P

Il s'agit d'une coupe épaisse de 830 m, levée dans les calcaires de la partie orientale du massif par Yzeiraj et al. (2002), (Fig. 1-D). La biozonation appliquée par ces auteurs pour le Crétacé supérieur est également celle de Fleury (1980).

Yzeiraj et al. (2002) distinguent cinq ensembles lithologiques sans lacune: (a) 375 m de calcaires gris clairs à beige, en strates massives, biomicritiques à bioclastiques, qui renferment des débris de rudistes, *Montcharmontia appeninica*, *Scandonea samnitica*, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Nummuloculina* sp., *Rhapydionina* sp., *Thaumatoporella parvevosiculifera*, des Rotalidés et Miliolidés. Âge : CsB5-CsB6 (Campanien-Maastrichtien inférieur); (b) 210 m de calcaires bioclastiques en strates d'épaisseur métrique à débris de rudistes et de madrépores, des *Orbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides*, *S. vidali*, *Sulcoperculina* sp., des Calcisphaerulidés, Hétérohélicidés et Rotalidés et de rare plancton. Âge : CsB7 (Maastrichtien supérieur); (c) 50 m de calcaires biomicritiques à *Miscellanea* sp., *Orbitolites* sp., *Morozovella velasconensis*, *Planorotalites pseudomenardi* et *Planorotalites* sp.; (d) 70 m de calcaires bioclastiques, type packstone-grainstone, riches en Alvéolines (*Alveolina sicula*, *A. gr. levantina*), auxquelles s'ajoutent des Orbitolites, Nummulitidés, Rotalidés, échinodermes, débris de madrépores et algues rouges. Âge : Éocène inférieur; et (e) 125 m de calcaires bioclastiques renfermant *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Pellatispira* sp., *Asterodiscus* sp., *Actinocyclina* sp., *Spiroclypeus* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Turborotalia cerroazulensis*,

Globigerina sp., *Globigerinopsis mexicana*, des Miliolidés, madrépores, échinodermes et algues rouges. Âge : Éocène moyen à supérieur.

3.6 FACIÈS ET ENVIRONNEMENTS

Dans les 16 coupes analysées, on a pu identifier 15 faciès élémentaires (Pl. 1) définis et interprétés pour la première fois (Tabl. 1), et qu'on peut aussi retenir pour la coupe P. Certains ont déjà été reconnus dans la plate-forme de Kruja (Heba et Prichonnet, 2006). Ils caractérisent des milieux de plate-forme (*shallow carbonate platform*) tels que définis par Walker and James (2000). Il s'agit de faciès comparables à ceux identifiés dans d'autres plate-formes appartenant à la marge passive d'Apulie: l'Apennin Méridional et Central (Ruberti, 1997; Carannante et al., 2000); les Dinarides (Podgorica Mountains, Sandulli and Raspini, 2004); les Hellénides (Gavrovo-Tripolitza, Fleury, 1980; Mavrikas, 1993).

Ces faciès, les associations fauniques et les structures sédimentaires témoigneraient donc de trois types de sédimentation en s'éloignant des zones littorales vers le bassin (Tabl. 1) :

- (1) une sédimentation de type plate-forme interne, intertidale à subtidale, représentée par les faciès F3, F4, F5, F7, F8, F9, F10, F11, F12 et F13. Hormis le faciès F12, les neuf autres traduisent des oscillations de la profondeur du milieu (le maximum n'excédant pas celle de la zone euphotique) avec des rudistes et leurs débris, des gastéropodes et des foraminifères benthiques (Ruberti, 1997; Carannante et al., 2000; Sandulli and Raspini, 2004). Dans le faciès F12, la concentration de rudistes entiers (Caprinidés) en position de vie ("*biogenic concentration*", *sensu* Kidwell et

al., 1986) et leur disposition générale stratiforme indiqueraient un passage du milieu subtidal vers des milieux ouverts, à tendance péri-récifale;

- (2) une sédimentation de type plate-forme externe, récifale à péri-récifale, représentée par les faciès F1 et F2. Dans le faciès F1, la présence des peuplements caractéristiques tels que Orbitoides, rudistes, madrépores et la rareté du plancton témoigneraient de la proximité de constructions récifales fini-crétacées (Fleury, 1980; Mavrikas, 1993). Le faciès bioclastique F2 est caractérisé par une abondance des madrépores, des algues rouges et de grands foraminifères hyalins (Alvéolines), et la présence du plancton, témoins des milieux ouverts (récifaux à péri-récifaux);
- (3) une sédimentation de type bassin représentée par les faciès F6, F14 et F15. Le plancton abondant, soit des Globotruncanidés (F15) et des Globigérinidés (F6 et F14) dans les faciès micritiques (F6 et F15) et dans la matrice (F14), souligne un milieu de dépôt profond (pélagique).

3.7 LES TÉMOINS DE L'INSTABILITÉ DE LA PLATE-FORME DE KRUGA

L'éventail de la sédimentation carbonatée, la présence de nombreuses lacunes stratigraphiques et des brèches polygéniques dans le massif de Kulmaka, semblent bien témoigner d'une instabilité dans l'évolution de la plate-forme de Kruga.

3.7.1 Analyse des lacunes stratigraphiques

Ces lacunes sont reconnues dans 11 des 17 coupes (Fig. 5-A). On peut les regrouper dans cinq types différents, à savoir : (a) une lacune de très longue durée couvrant l'intervalle Cénomaniens-Éocène, soit de l'ordre de 60 Ma reconnue dans la

coupe XI; (b) une lacune du Cénomaniens à l'Éocène inférieur, de l'ordre de 47 Ma, identifiée dans les coupes III, IX, XIV, XV et XVI; (c) une lacune du Santonien supérieur (CsB4) à l'Éocène inférieur, d'une durée d'environ 37 Ma, reconnue dans la coupe VIII; (d) des lacunes du Crétacé supérieur, enregistrées dans la partie inférieure de la coupe X et dans les coupes XII et XIII. Leurs durées respectives sont d'environ 24 Ma, 22 Ma et 16 Ma; et (e) une lacune du Paléocène à l'Éocène inférieur, d'une durée d'environ 17.5 Ma, identifiée dans la partie supérieure de la coupe X et dans la coupe I.

À l'exception de la coupe XI, où le flysch est clairement discordant sur le substrat, les surfaces des discontinuités stratigraphiques sont caractérisées par un contact franc. Comme dans les domaines occidental et axial de la plate-forme de Gavrovo (Mavrikas, 1993), aucune preuve de lithification du fond marin (par ex.: surface durcie), ni des témoins d'émergence, de karstification, de traces de pédogenèse ou encore de présence de bauxites, n'est observé. En pratique, seul les changements des faciès et les fossiles caractéristiques au-dessous et au-dessus des surfaces de discontinuité permettent de mettre en évidence, pour la première fois ici, l'existence de lacunes de durées variables (Figures 2 à 4 et 5-A).

Les faciès, de part et d'autre des lacunes, présentent un changement fondamental du régime de sédimentation, sauf à la coupe I. En effet, à l'ouest et au centre du massif, dans neuf coupes (III, VIII et IX, et de XI à XVI) et dans la partie inférieure et médiane de la coupe X, les environnements changent significativement (Fig. 1-D et Fig. 5-A): sous les lacunes, on observe des faciès de type plate-forme interne, tandis qu'au-dessus on peut distinguer soit des faciès planctoniques (coupes III, XI, XII, XIII, XIV, XV, XVI et X), soit des brèches à matrice planctonique (coupes VIII, IX et X). On note donc une absence majeure d'une partie des sédiments carbonatés crétacés et paléocènes-éocènes, selon les cas. Et c'est seulement dans la

coupe I, à l'est du massif, que les faciès restent de type plate-forme externe, récifal à péri-récifal, de part et d'autre de la lacune.

L'application des mêmes repères biostratigraphiques qui ont servi à distinguer les lacunes stratigraphiques dans la plate forme de Gavrovo (Fig. 5-B; Mavrikas, 1993) rend possible la comparaison entre les deux plate-formes. Certaines lacunes distinguées dans le massif de Kulmaka couvrent les intervalles CsB3-CsB5, CsB5-CsB6, CsB7-Paléocène inférieur et Paléocène supérieur-Éocène supérieur, et sont identiques à celles observées dans les domaines occidental et axial de Gavrovo. Cependant, quelques différences sont à noter : l'absence de la biozone CsB1 (coupes III, IX, XIV, XV et XVI, Fig. 5-A) et l'absence quasi-totale du Paléocène-Éocène inférieur dans le massif de Kulmaka, sauf à la coupe P, et quelques lacunes dues aux émergences durant CsB7-Paléocène inférieur et au cours de l'Éocène moyen dans le domaine oriental de Gavrovo (Fig. 5-B). Les lacunes des deux plate-formes laissent supposer une cause commune à l'instabilité régionale ayant affecté l'ensemble de Kruja-Gavrovo.

3.7.2 Description des brèches polygéniques

Ces brèches forment des niveaux de faible épaisseur, de 0,8 et 1 m respectivement, aux coupes VIII et X, et au moins 6m à la coupe IX (Fig. 3), leur limite supérieure étant tronquée par une faille.

À la coupe IX, les brèches sont formées de galets millimétriques à décimétriques, anguleux de calcaires biomicritiques renfermant des débris de rudistes et de gastéropodes, des ostracodes, des milioles et des algues vertes, caractéristiques du Crétacé supérieur. Mais, il y a aussi des calcaires bioclastiques à Orthophragmines, des bryozoaires, des madrépores et des algues rouges du Paléocène-Éocène inférieur.

À la coupe X, les fragments de taille centimétrique, majoritairement anguleux, sont des calcaires à Globotruncanidés et des calcaires bioclastiques du Maastrichtien supérieur (CsB7).

À la coupe VIII (Pl. 1, F14), les brèches présentent un exemple caractéristique de polygénisme. On y observe quatre types de matériaux exogènes : (1) des calcaires packstone-grainstone à *Cisalveolina fallax*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Nezazzata* sp., *Cuneolina* sp. et des débris de rudistes. Leur âge est du Crétacé supérieur (Cénomaniens ou CsB2); (2) des calcaires, type wackestone, à *Rotorbinella scarsellai*, *Montcharmontia appeninica*, *Cuneolina* sp., et des débris de rudistes du Crétacé supérieur (Santonien-Campanien ou CsB4-CsB5); (3) des calcaires laminés (tapis algaires) à *Aeolisaccus kotorri* et *Nubecularia* sp. du Crétacé supérieur (Campanien); et (4) des calcaires micritiques à fenestras renfermant ostracodes et algues vertes du Crétacé supérieur-non spécifique.

Dans les trois coupes, la matrice des brèches est une micrite planctonique à *Turborotalia cerroazulensis*, *Turborotalia cocoaensis*, *Hantkenina* sp. et des Globorotalidés de l'Éocène moyen.

Ces brèches ne montrent ni granoclassement, ni indices d'écoulements gravitaires (de type *debris-flow*). Les âges très variés des fragments de calcaires appartenant à la succession stratigraphique du massif, l'extension latérale des brèches, trouvées dans trois coupes, et leur position stratigraphique constante (Éocène moyen) suggèrent une mise en place probable sous l'effet de mouvements tectoniques le long d'accidents syn-sédimentaires (brèches de talus), selon le modèle de Sylvester (1988).

On notera toutefois que certains faciès comme les tapis algaires et les fenestreae n'excluent pas totalement l'hypothèse d'une érosion continentale, lors d'émersions locales, elles-mêmes causées par les jeux tectoniques des blocs de la plate-forme.

3.8 DISCUSSION

3.8.1 Évolution de la plate-forme de Kruja

Partant de l'analyse des coupes, des changements du régime de sédimentation de part et d'autre des lacunes stratigraphiques reconnues et de la distribution spatiale de ces dernières et des brèches polygéniques, on propose la distinction de deux parties dans le massif de Kulmaka (Kruja), dites "orientale" et "occidentale" (Fig. 6 A-B) :

- (A) "la partie orientale" (Fig. 6-A) est caractérisée par une série sédimentaire constituée uniquement de calcaires néritiques (coupes I, II et P). La sédimentation y est continue pendant l'intervalle Albien-Crétacé supérieur. Durant le Paléogène, elle est soit continue (coupe P), soit avec une lacune du Paléocène (coupe I);
- (B) dans "la partie occidentale" (coupes les plus représentatives: X, VIII, XIII et XII, Fig. 6-B), la sédimentation néritique durant l'Albien et le Crétacé supérieur basal (CsB1) est interrompue par des lacunes de durées variables (Cénomaniens à Campaniens). Par ailleurs, si dans certains cas (coupes VIII et XII), la sédimentation néritique est observée jusqu'au CsB3, durant l'intervalle CsB4-CsB6 (Santonien supérieur à Maastrichtien inférieur), les preuves de sédimentation ont disparu partout dans "la partie occidentale" à cause des lacunes. Au-dessus de ces lacunes, un approfondissement de type bassin caractérise le Maastrichtien supérieur (faciès F15), lorsqu'il est

conservé (coupes X, XII et XIII), et l'Éocène moyen à supérieur (faciès F6 et F14, coupes VIII et X).

La comparaison et la corrélation biostratigraphique des coupes de deux parties du massif de Kulmaka permettent de distinguer deux périodes dans l'évolution tectono-sédimentaire de la plate-forme de Kruja.

La période de stabilité anté-santonienne – du Crétacé inférieur (Albien) au Crétacé supérieur (Santonien inférieur).

Elle comporte une sédimentation des dépôts de plate-forme interne, constituant le substrat du massif de Kulmaka. Il s'agit de faciès (F3 à F5 et F7 à F12) comparables à ceux qui caractérisent les milieux peu profonds dans d'autres plate-formes de type bahamien telles que celles de Gavrovo en Grèce (Fleury, 1980 ; Mavrikas, 1993) et de l'Apennin Méridional et Central en Italie (Ruberti, 1997 ; Carannante et al. 2000). Rappelons que dans les plate-formes de l'Apennin Méridional, les conditions propices à une sédimentation carbonatée dans un milieu confiné sont connues depuis l'Hauterivien (Sandulli and Raspini, 2004), soit sur plus de 130 Ma.

Cette stabilité est aussi maintenue dans la plate-forme de Kruja durant l'intervalle Cénomaniens-Turonien (CsB2-CsB3) car elle marquée par le passage du milieu intertidal (F3) vers le milieu subtidal (F4), (coupe II, Fig. 2). La plate-forme de Kruja montre bien une continuité du même régime de plate-forme interne que celle observée dans la plate-forme de Gavrovo (Mavrikas, 1993). On déduit donc que l'ensemble de Kruja-Gavrovo est différent du reste du domaine apulien. En effet, dans ce plus vaste domaine la régression vers la fin du Cénomaniens et la remontée marine au Turonien (Haq *et al.*, 1988) causent pour d'autres plate-formes des discontinuités correspondant à des bauxites (les Murges, Borgomano, 1987) ou le *platform drowning* (Ile de Brac, Gusic and Jelaska, 1990).

La période d'instabilité fini-crétacé-éocène – du Crétacé supérieur (Santonien supérieur) au Paléogène (Éocène moyen à supérieur).

Reconnue déjà régionalement, elle correspond: à la phase d'instabilité «fini-crétacée-éotertiaire» dans l'évolution de la plate-forme de Gavrovo, caractérisée par des lacunes majeures et des brèches (Mavrikas, 1993); aux épisodes d'instabilité «intra-campanien», qui cause «la fragmentation de la plate-forme en horsts et grabens», et d'âge Maastrichtien supérieur-Paléocène, qui entraîne «le décapage d'une partie des sédiments antérieurs» dans l'Apennin Méridional (Borgomano, 1987, 2000); et aux «érosions tectoniques» durant les étapes 7 et 8 du Crétacé supérieur à l'Éocène, au cours de l'évolution de la chaîne *Alpine-Carpathian* (Neubauer et al., 1995).

Durant l'intervalle Santonien supérieur-Maastrichtien inférieur (CsB4-CsB6), la sédimentation de type plate-forme interne est maintenue dans "la partie orientale" du massif, où la subsidence demeure relativement importante (375 m d'épaisseur à la coupe P). Par contre, dans "la partie occidentale", on est en présence d'une lacune de 16 Ma (Figures 5-A et 6-B).

Puis, au cours de l'intervalle Maastrichtien supérieur (CsB7)-Éocène moyen à supérieur, le régime de sédimentation se différencie dans les deux parties du massif : (a) dans "la partie orientale" (Fig. 6-A), la sédimentation est de plate-forme externe, récifale à péri-récifale (faciès F1 et F2, coupes I et P). Toutefois, pour la première fois, l'absence d'une partie de cet intervalle est aussi identifiée dans la coupe I (lacune du Paléocène et de l'Éocène inférieur; Fig. 5-A); (b) dans la "partie occidentale", la sédimentation est de type bassin (X, XII et XIII, Fig. 4), mais avec présence d'autres lacunes (Fig. 5-A). Et on retrouve les témoins de la sédimentation de cet intervalle dans les fragments des brèches polygéniques (faciès F14, coupes VIII et X; Fig. 3). Durant l'Éocène moyen à supérieur, la sédimentation spécifique à chacune des deux parties du massif se maintient: de plate-forme externe dans "la

partie orientale" (Fig. 6-A), et de bassin (calcaires à Globigérinidés) dans "la partie occidentale" (coupes VIII et X; Fig. 6-B).

3.8.2 Relations entre la plate-forme de Kruja et le Bassin Ionien

À partir du Maastrichtien supérieur (CsB7), le contraste des environnements entre les parties occidentale et orientale du massif, très prononcé sur une faible distance (ex : coupes X, XII et XIII par rapport à I et P), permet de déduire que la plate-forme a été fortement fragmentée. Ceci invite à rechercher les contraintes tectoniques d'ordre local ou régional, ayant causé les lacunes prédominantes dans la partie occidentale, et les brèches polygéniques. Par ailleurs, la présence des brèches du Bassin Ionien, composées essentiellement de faciès de plate-forme non seulement durant tout le Maastrichtien mais aussi au cours du Santonien et du Campanien (Kondo, 1971; ISPGJ-IGJN, 1983; Meço and Aliaj, 2000 Yzeiraj et al., 2002), démontre que ces contraintes tectoniques sont reliées à des bouleversements d'ordre général et bien antérieurs au Maastrichtien supérieur.

Deux failles majeures (failles 1-a et 1-b; Fig. 6-D) correspondraient aux failles décrites par Shteto et al. (1982, Fig. 1-D) et Graham Wall et al. (2006, Fig. 1-C): la faille 1-a, à l'ouest, correspondrait à l'ancienne faille bordière du rift qui a créé le Bassin Ionien à partir du Trias (Fig. 1-C), réactivée, et qui sépare la plate-forme du bassin; la faille 1-b, à l'est, représenterait la faille subverticale longitudinale NNO-SSE (Fig. 1-D) qui tronque les dépôts pélagiques du Maastrichtien supérieur (CsB7) et qui divise probablement le massif de Kulmaka en deux parties, "orientale" et "occidentale". On en déduit que le massif de Kulmaka devait être localisé à proximité de la limite ouest de la plate-forme de Kruja et proche du Bassin Ionien (Fig. 1-B), dans une zone particulièrement affectée par des failles syn-sédimentaires et des érosions qui ont causé les décapages majeurs des sédiments.

On sait que les failles de décrochement (Ingersoll, 1988; Sylvester, 1988) peuvent causer des changements latéraux de faciès, des discontinuités et produire des brèches. On propose donc d'interpréter les deux failles principales 1-a et 1-b (Fig. 6-D) comme des failles de décrochement. Ces failles semblent s'expliquer dans le contexte compressif alpin pendant la période Crétacé-Éocène (Linzer et al., 1995; Wagneich, 1995; Golonka et al., 2004; Picha, 2002; Carminati and Doglioni, 2004; Graham Wall et al., 2006). Ce contexte coïncide avec le détachement de la plaque Apulie de la plaque de l'Afrique, lors de l'ouverture du Bassin Méditerranéen Est pendant le Crétacé supérieur (Ricou et al., 1986), et l'entrée en collision de l'extrémité septentrionale de l'Apulie avec la plaque d'Europe jusqu'à la fin de l'Éocène (Golonka et al., 2002; Carminati and Doglioni, 2004). Or, les lacunes et les brèches présentes dans le massif de Kulmaka, ont été observées durant le même intervalle dans la plate-forme de Gavrovo, soit du Crétacé supérieur à l'Éocène, (Fig. 5-B; domaines occidental et axial définis par Mavrikas, 1993).

On peut proposer que les premiers mouvements décrochants NNO-SSE, indiqués par l'orientation des stries de 5° vers le NO de la faille 1-b, sont manifestés dès le Santonien supérieur lors d'une première phase d'instabilité. "La partie occidentale" de Kulmaka (Fig. 6-B), coincée entre les failles 1-a et 1-b (Fig. 6-D), aurait subi une extrusion et un démantèlement progressif d'une grande partie des calcaires anté-maastrichtiens (cf. le modèle en *flower structure* d'après Ramsay and Huber, 1987; Sylvester, 1988; appliqué en Grèce par Mavrikas, 1993). En effet, les débris des calcaires à rudistes, à gastéropodes, à foraminifères benthiques et des calcaires oolithiques constituent environ 450 m de calcaires bréchiques (brèches de talus) emballés dans une matrice planctonique durant le Santonien-Campanien et le Maastrichtien dans le massif de Tomorri (Fig. 6-C), (Kondo, 1971; ISPGJ-IGJN, 1983; Yzeiraj et al., 2002). Des brèches semblables apparaissent dans d'autres secteurs du Bassin Ionien en Albanie (Meço and Aliaj, 2000). Ceci supporte bien la proposition reprise de Mavrikas (1993), qui, pour la plate-forme de Gavrovo,

considère que son démantèlement est causé par des mouvements décrochants au cours du Sénonien produisant des décharges bréchiques dans le Bassin Ionien en Grèce (cf. IGRS-IFP, 1966 *in* Mavrikas, 1993; Fleury, 1980). En conséquence, ceci explique aussi, toujours selon Mavrikas, d'importantes lacunes dans les domaines occidental et axial de cette plate-forme (cf. Fig. 5-B).

On considère que les failles de décrochement ont délimité le massif de Kulmaka selon une disposition en horst et graben, avec au moins deux parties, "orientale" et "occidentale" (Fig. 6 A-B). Elles ont provoqué la disparition de la série du Crétacé dans "la partie occidentale" au profit du Bassin Ionien. L'examen des fragments des brèches de talus de faille du Bassin Ionien pourrait renseigner sur d'éventuelles émergences dans cette série crétacée de plate-forme si fortement érodée. Contrairement à la situation dans "la partie occidentale", dans "la partie orientale" la sédimentation néritique a été mieux préservée. Toutefois, reste à déterminer si cette partie a enregistré des preuves d'une émergence "intra-maastrichtienne", tel que reconnue dans le domaine oriental de la plate-forme de Gavrovo (Landrein et al., 2001), et de l'épisode global régressif vers la fin du Maastrichtien supérieur défini par Haq et al., (1988), et dont les manifestations sont reconnues dans le domaine oriental de Gavrovo (Fleury, 1980; Mavrikas, 1993).

Puis, cette instabilité de la plate-forme va se manifester durant une deuxième phase, après la sédimentation de la série maastrichtienne et pendant l'intervalle Paléocène-Éocène moyen à supérieur. Elle entraîne la formation des brèches polygéniques dans "la partie occidentale" et de nouvelles lacunes, générales dans "la partie occidentale" et même observées à la coupe I dans "la partie orientale". Les failles majeures 1-a et 1-b ont certainement été réactivées, et d'autres ont pris naissance (failles 2-a et 2-b; Fig. 6-D), localisées entre les failles principales. Le système de failles 2-a, à l'ouest, doit être associé à la faille longitudinale qui découpe "la partie occidentale" du massif (Fig. 1-D), et qui limite les témoins des calcaires

pélagiques de l'Éocène. La faille 2-b, à l'est, pourrait correspondre à une faille non reconnue sur le terrain dans "la partie orientale", expliquant ainsi la remontée d'un bloc et son érosion (lacune de la coupe I; Fig. 5-A). "La partie occidentale" du massif, soumise depuis le Maastrichtien supérieur aux conditions de bassin (coupes X, XII et XIII), a continué d'être l'objet du démantèlement des calcaires existants. Leur re-sédimentation s'est faite sous forme des brèches polygéniques durant l'Éocène moyen (Fig. 6-B), à proximité des zones sources: des calcaires cénomanien à santonien (coupe VIII), des "récifs" maastrichtiens (coupe X) et des calcaires paléocènes-éocènes (coupe IX).

Une plus grande intensité du démantèlement pendant la deuxième phase pourrait expliquer l'absence complète du Paléocène-Éocène inférieur dans cette partie du massif. Mais des situations différentes ont pu exister dans les parties occidentale et axiale de la plate-forme de Gavrovo, où des sédiments de la même époque ont parfois été préservés selon Mavrikas [cf. Fig. 5-B]. Par ailleurs, la remontée de certains blocs entraîne dans quelques secteurs des lacunes qui peuvent se poursuivre jusqu'à l'Oligocène : c'est le cas de la coupe XI dans le massif de Kulmaka (Figs. 4 et 5-A), et de quelques lacunes mentionnées par Mavrikas (1993) dans la plate-forme de Gavrovo (cf. Fig. 5-B). Dans "la partie orientale", la sédimentation était de type plate-forme externe (Fig. 6-A). La disparition d'une partie de la séquence (coupe I) a été causée par les nouvelles failles de la deuxième phase d'instabilité. Il reste à prouver si cette disparition trouve son équivalent dans des brèches comme dans "la partie occidentale", ou s'il y a eu des émergences comme dans le domaine oriental du massif de Gavrovo (Fleury, 1980; Mavrikas, 1993) et dans d'autres massifs de la Zone de Kruja (massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi, Fig. 1-B; Heba et Prichonnet, 2006).

L'instabilité fini-crétacé-éocène relevée dans la plate-forme de Kruja (massif de Kulmaka) en Albanie et sa concordance avec l'évolution tectono-sédimentaire décrite dans la plate-forme de Gavrovo en Grèce permettent maintenant d'étendre le

même modèle géodynamique à l'échelle régionale (Fig. 7). Au Crétacé terminal (Santonien-Campanien), les failles de décrochement entre le Bassin Ionien et la plate-forme de Kruja-Gavrovo ont conduit à une division longitudinale de celle-ci en deux parties : une Partie Occidentale (cf. domaine occidental et axial de Gavrovo, et "partie occidentale" de Kruja); et une Partie Orientale (cf. domaine oriental de Gavrovo et "partie orientale" de Kruja). Elles ont provoqué la fragmentation de la plate-forme et le démantèlement de la série carbonatée dans la Partie Occidentale y causant plusieurs lacunes, et entraînant la re-sédimentation des fragments dans le Bassin Ionien. Au cours du Maastrichtien et pendant l'intervalle Paléocène-Éocène moyen à supérieur, on constate le maintien de la différenciation entre les Parties Orientale et Occidentale et de nouveaux bouleversements dans la Partie Occidentale (lacunes et brèches), qui se propagent jusqu'à la Partie Orientale (lacunes, émergences et dépôts de bauxites).

3.9 CONCLUSION

L'étude des calcaires de la plate-forme de Kruja dans le massif de Kulmaka à partir de dix-sept coupes a permis de mettre en évidence quinze faciès (F1 à F15) et de les interpréter en fonction du milieu de sédimentation. Une nouvelle biostratigraphie y est établie pour le Crétacé inférieur terminal et le Crétacé supérieur (biozones CsB1 à CsB7). La stratigraphie du Paléocène et de l'Éocène est précisée.

Cette étude a conduit à distinguer des calcaires néritiques du Crétacé inférieur terminal (Albien), des calcaires néritiques du Cénomaniens (CsB1 et CsB2), des calcaires pélagiques à Globotruncanidés du Maastrichtien supérieur (CsB7) et des calcaires pélagiques à Globigérinidés (Éocène moyen à supérieur).

Par ailleurs, la biostratigraphie a mis en évidence la présence de lacunes de plusieurs dizaines de millions d'années (16 à 60 Ma) et a établi la position stratigraphique de plusieurs horizons de brèches polygéniques (faciès F14), témoins de l'instabilité de la plate-forme.

On peut proposer de lier cette instabilité aux mouvements décrochants qui ont eu lieu à partir du Santonien supérieur, lors d'une première phase d'instabilité, induisant le morcellement de la plate-forme interne crétacée et divisant le massif de Kulmaka en deux parties, "orientale" et "occidentale". Sa conséquence sera le démantèlement du sommet de la série calcaire dans "la partie occidentale" du massif qui a participé à nourrir les calcaires bréchiqes campaniens et maastrichtiens du Bassin Ionien. En effet, les fragments sont des calcaires néritiques de type plate-forme, d'âge Cénomanién à Maastrichtien inférieur. Ensuite, pendant le Maastrichtien supérieur (CsB7), les faciès sont de type bassin dans "la partie occidentale" et de type plate-forme externe dans "la partie orientale".

Puis, l'instabilité de la plate-forme a repris pendant l'intervalle Paléocène-Éocène moyen à supérieur au cours d'une deuxième phase. Des failles de décrochement principales et des accidents locaux sont responsables d'autres lacunes dans les deux parties du massif : les lacunes sont majeures dans "la partie occidentale". Dans cette dernière, les accidents engendrent des brèches polygéniques dont les fragments sont des calcaires d'âges Crétacé supérieur (Cénomanién à Maastrichtien) et Tertiaire (Paléocène et Éocène), d'origine locale. À l'Éocène moyen à supérieur, la sédimentation restera néritique de type plate-forme externe dans "la partie orientale" et pélagique de type bassin dans "la partie occidentale", et ce jusqu'à la sédimentation du flysch de l'Oligocène.

Les failles de décrochement régionales peuvent s'expliquer dans un contexte tectonique en transpression qui affecte la zone séparant la plate-forme de Kruja-

Gavrovo et le Bassin Ionien. Les collisions qui se sont produites pendant l'intervalle Crétacé-Éocène entre les plaques apulienne et européenne ont engendré une situation géodynamique favorable aux développements des structures en horst et graben ayant affecté la marge passive d'Apulie en Albanie et en Grèce.

Tableau 1. - Caractéristiques et interprétation des faciès dans les coupes étudiées du massif de Kulmaka.
 Table 1. - Characteristics and interpretation of facies in the studied sections of the Kulmaka massif.

Faciès	Composants	Structures sédimentaires	Environnement
Calcaires rudstone bioclastique (F1)	Rudistes entiers et leurs fragments, madrépores, échinodermes, Calcisphéridés, foraminifères benthiques et rares Globotruncanidés.	Biostromes de rudistes probables	Récifal
Calcaires bioclastiques (F2)	Gastéropodes, algues rouges, échinodermes, Nummulites, Discocyclines, Orthophragmines et proportions variées de plancton.		Récifal à Péri-récifal
Calcaires à rudistes et gastéropodes (F3)	Rudistes, gastéropodes et leurs fragments, foraminifères benthiques.	Fenestrac	Intertidal - Subtidal
Calcaires à rudistes (F4)	Rudistes et leurs fragments, foraminifères benthiques et algues.	Sans polarité	Subtidal peu profond
Calcaires à débris de rudistes et pellets (F5)	Fragments de rudistes, gastéropodes, foraminifères benthiques, algues et pellets.	Fenestrac	Subtidal peu profond
Calcaires micritiques à Globigérinidés (F6)	Foraminifères planctoniques		Subtidal profond (pélagique)
Calcaires grainstone à rudistes et gastéropodes (F7)	Rudistes entiers, gastéropodes fins, foraminifères benthiques, algues.		Subtidal
Calcaires à oolithes (F8)	Oolithes hétérométriques (parfois brisés), débris de rudistes et gastéropodes fins	Microstratifications	Intertidal
Calcaires biomicritiques (F9)	Beaucoup d'algues Dasycladales, Miliolidés, débris de rudistes et foraminifères benthiques.		Subtidal peu profond
Calcaires grainstone à oolithes (F10)	Oolithes, oolithes composées, intraclastes d'oolithes et foraminifères benthiques.		Subtidal - Intertidal
Calcaires à oolithes et intraclastes (F11)	Oolithes, intraclastes micritiques anguleux, gastéropodes, algues et foraminifères benthiques.		Intertidal
Calcaires bioconstruits (F12)	Rudistes entiers (<i>Caprinidés</i>), gastéropodes, madrépores, algues, foraminifères benthiques et rares pellets	Biostromes de rudistes (type <i>patch-reef</i>)	Subtidal à Péri-récifal
Calcaires micritiques (F13)	Foraminifères benthiques (rares), Ostracodes, algues.	Fenestrac	Subtidal - Intertidal
Calcaires bréchiques polygéniques (F14)	Fragments entre 1 et 10 cm anguleux ou peu arrondis selon les horizons, d'âge Crétacé supérieur, débris de rudistes, gastéropodes, algues et foraminifères benthiques dans une matrice micritique à Globigérinidés.	Brèche isotrope (d'avalanches)	Dépressions sous-marines dues aux failles synsédimentaires (pélagique)
Calcaires micritiques à Globotruncanidés (F15)	Foraminifères planctoniques, foraminifères benthiques et rares madrépores.		Subtidal profond (pélagique)

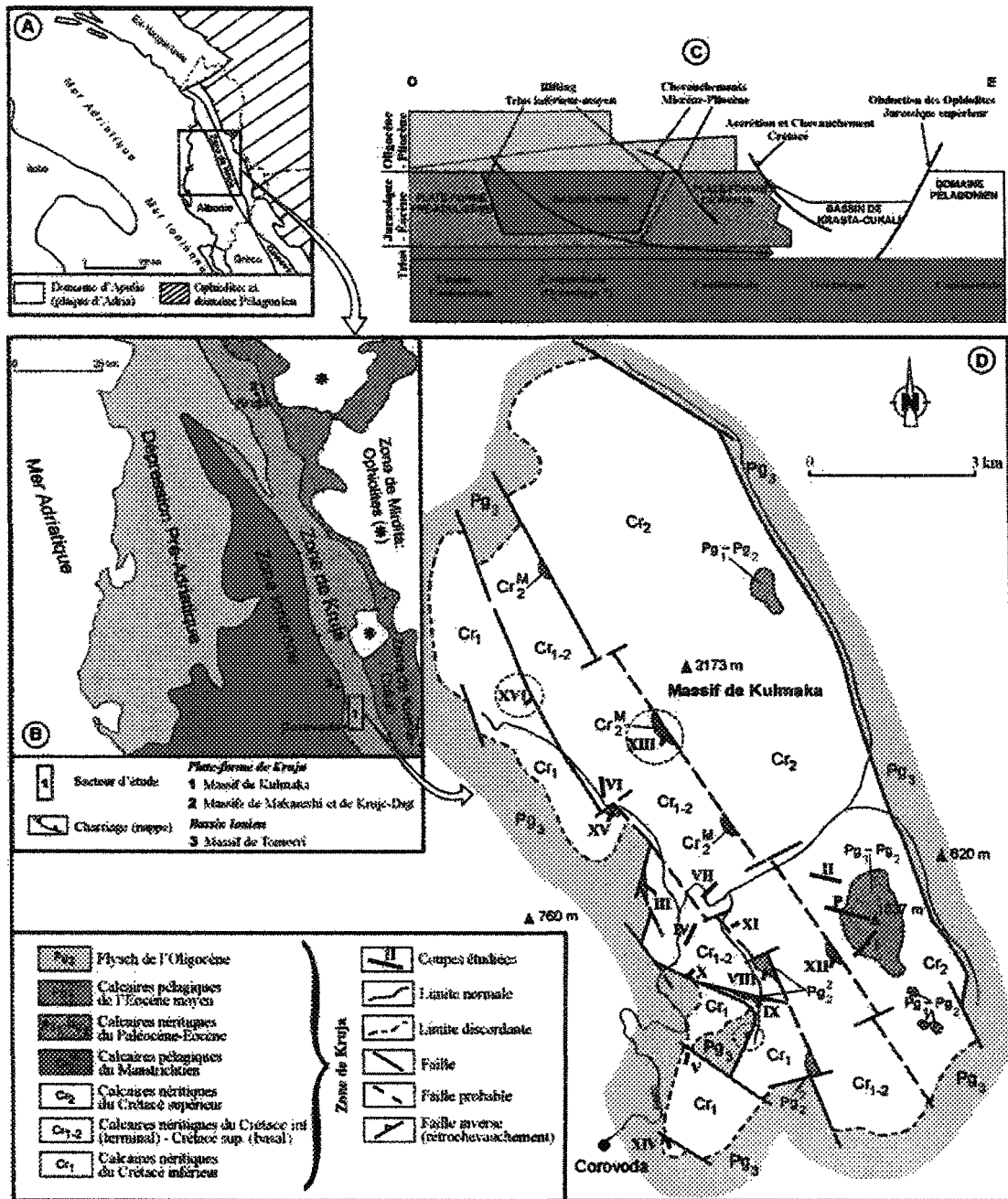


Fig. 1. - (A) Schéma montrant le domaine d'Apulie d'après Carminati and Doglioni (2004); (B) Carte tectonique simplifiée de l'Albanie Centrale d'après ISPGJ-IGJN (1983); (C) Esquisse de l'évolution tectonique de l'Albanie du Trias au Pliocène d'après Graham Wall et al. (2006); et (D) Carte géologique du massif de Kulmaka d'après Shteto et al. (1982), modifiée, et localisation des coupes étudiées et de la coupe P (d'après Yzeiraj et al., 2002). Les ajouts sont: le Cr₁, le Cr₁₋₂ et le Cr₂^M. Cercles en pointillés: localisation des miroirs de failles observés.

Fig. 1. - (A) Localisation of the Apulia domain according to Carminati and Doglioni (2004); (B) Simplified tectonic map of the Central Albania according to ISPGJ-IGJN (1983); (C) Schematic illustration of Triassic-Pliocene tectonic evolution of the Albanian territory according to Graham Wall et al. (2006); and (D) Geological map of the Kulmaka massif according to Shteto et al. (1982), modified, and localisation of the studied sections and the P section (after Yzeiraj et al., 2002). The additional modifications are: Cr₁, Cr₁₋₂ and Cr₂^M. Dotted circles: localisation of slickensides on the observed faults.

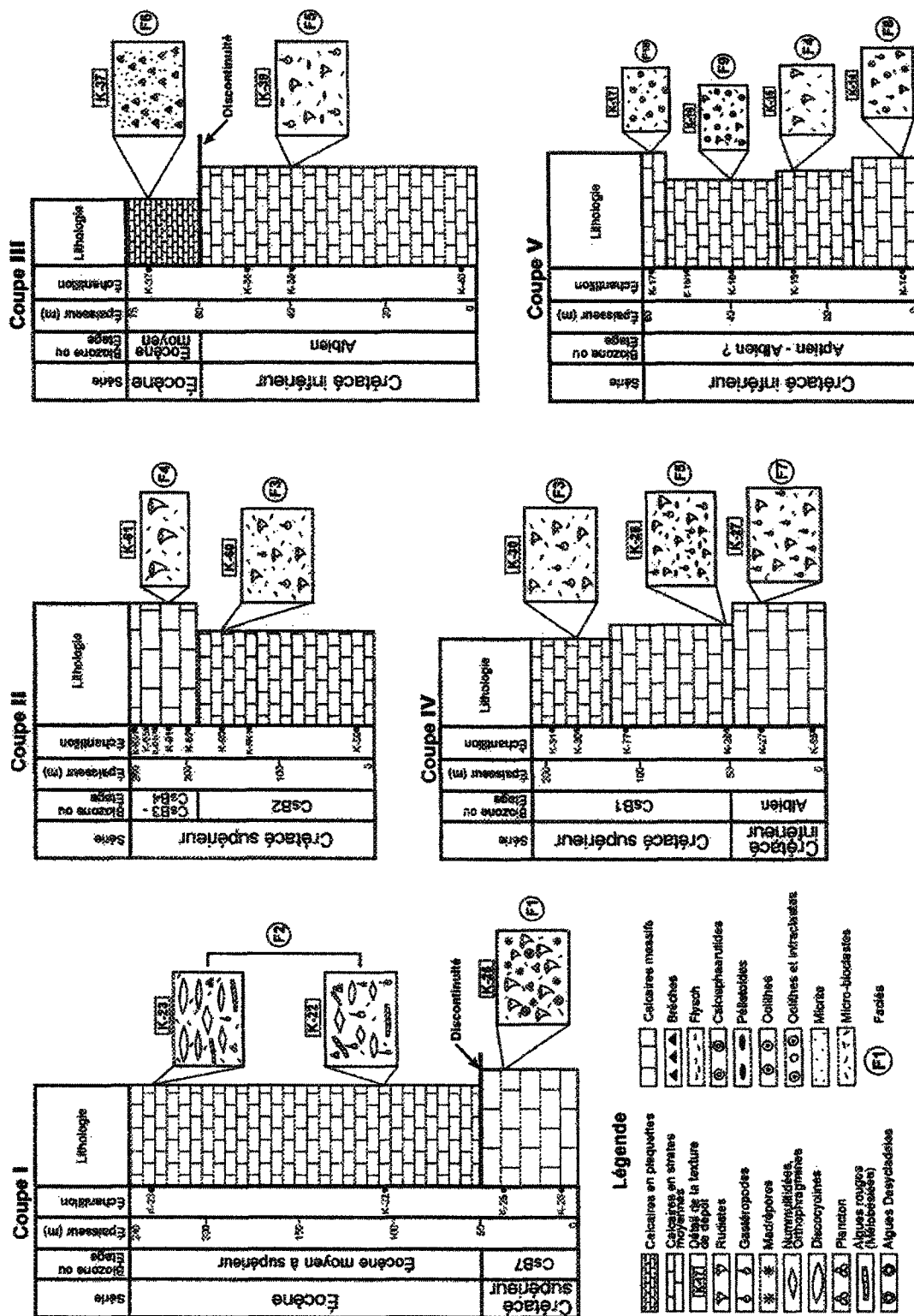


Fig. 2. - Lithologie (facies) et stratigraphie des coupes I, II, III, IV et V (massif de Kulmaka).
 Fig. 2. - Lithology (facies) and stratigraphy of the sections I, II, III, IV and V (Kulmaka massif).

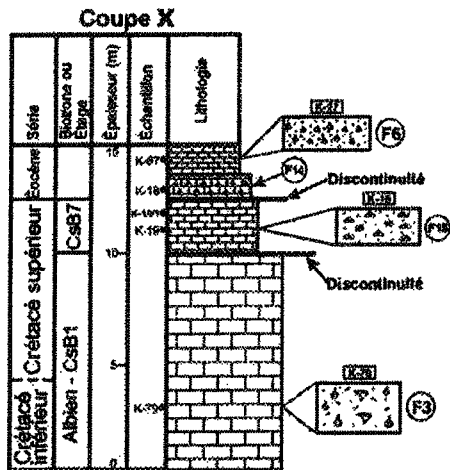
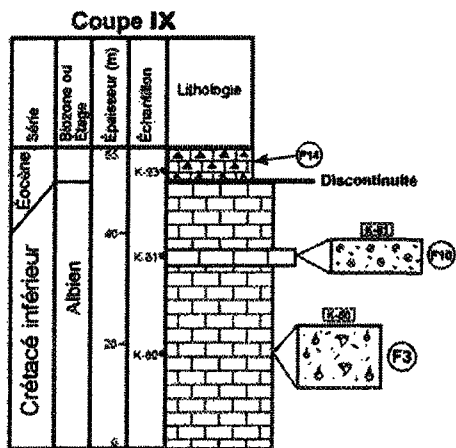
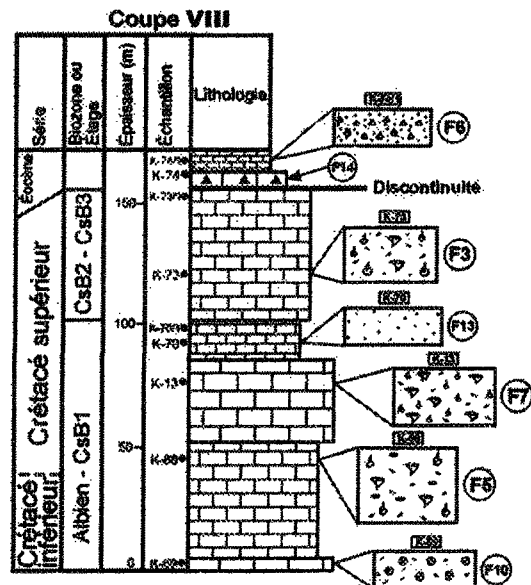
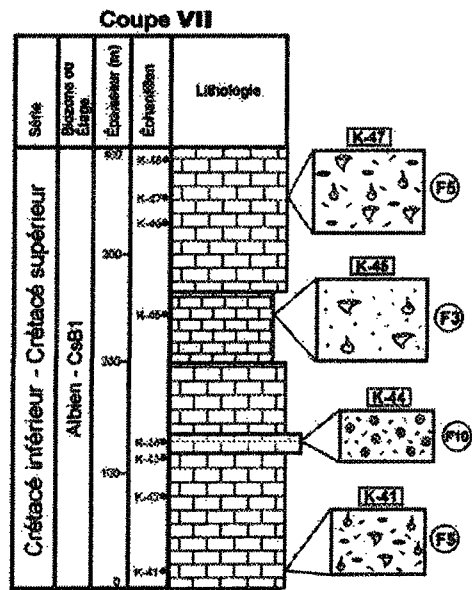
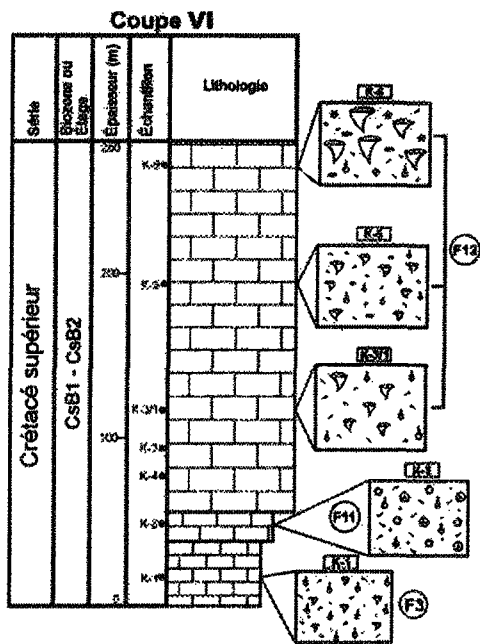


Fig. 3. - Lithologie (facies) et stratigraphie des coupes VI, VII, VIII, IX et X (massif de Kulmaka); Légende (Fig. 2).
 Fig. 3. - Lithology (facies) and stratigraphy of the sections VI, VII, VIII, IX and X (Kulmaka massif); Legend (Fig. 2).

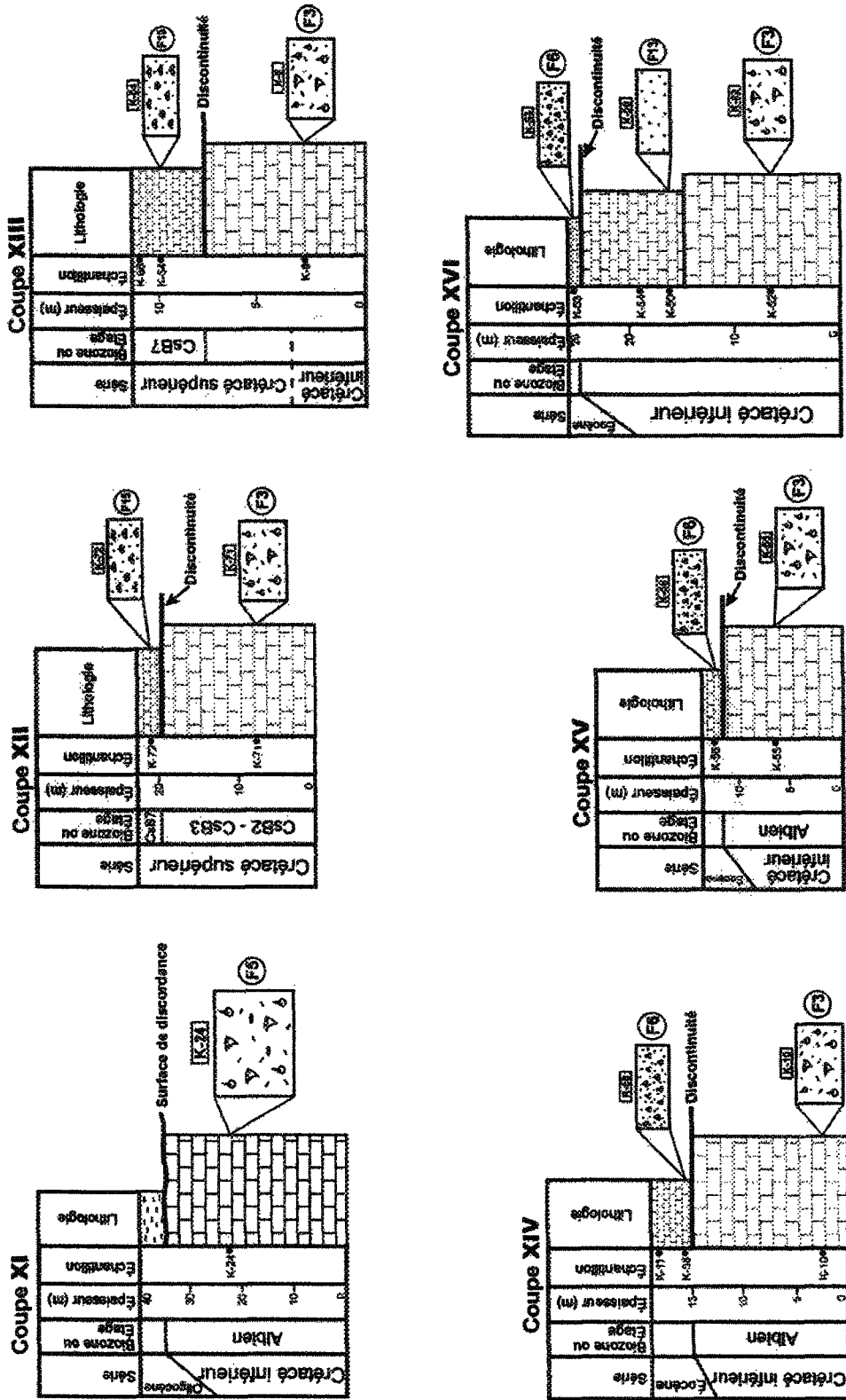


Fig. 4. - Lithologie (facies) et stratigraphie des coupes XI, XII, XIII, XIV, XV et XVI (massif de Kulmaka); Légend (Fig. 2).
 Fig. 4. - Lithology (facies) and stratigraphy of the sections XI, XII, XIII, XIV, XV and XVI (Kulmaka massif). Legend (Fig. 2).

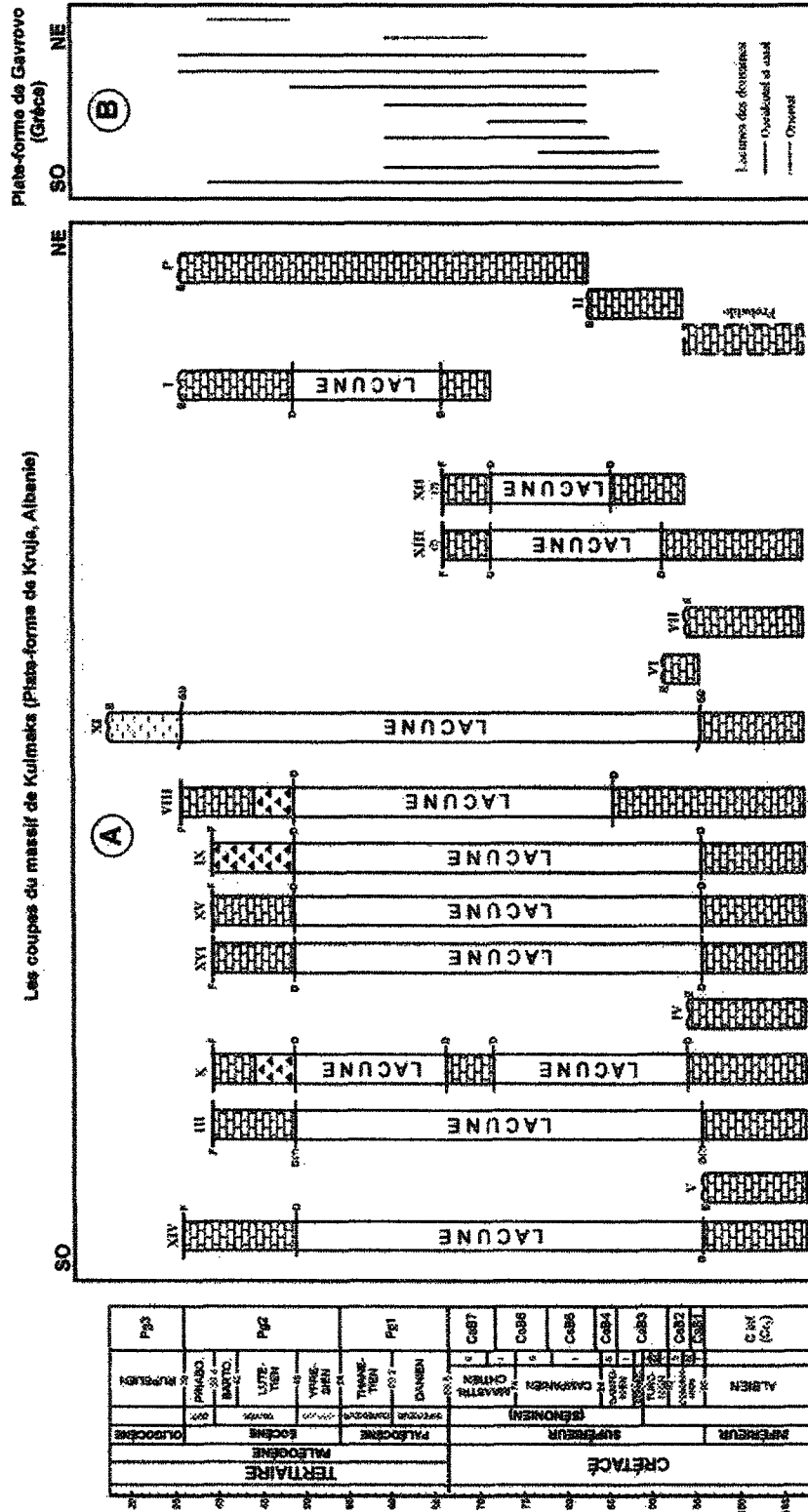


Fig. 5. - (A) Schéma de la répartition temporelle des lacunes dans les coupes étudiées, de I à XVI, et la position de la coupe P (d'après Yzetraj et al., 2002), dans le massif de Kulmaka (plate-forme de Kruja, Albanie); D- Discontinuité; SD- Surface d' discordance; F- Faille; E- Surface d' érosion à l' affaiblissement. (B) Distribution des lacunes dans la plate-forme de Gavrovo à partir des données de Mavrikas (1993). Note: 1, échelle biostratigraphique d' après Fleury (1987) s' applique aux schémas (A) et (B); Légende (Fig. 2).
 Fig. 5. - (A) Time positions of hiatuses in the studied sections. 1 to XVI, and localization of the section P (after Yzetraj et al., 2002), in the Kulmaka massif (Kruja platform, Albania); D- Discontinuités; SD- Angular unconformity; F- Fault; E- Subaerial erosion. (B) Distribution of hiatuses for the Gavrovo platform compiled after Mavrikas (1993). Note: Biostratigraphic scale after Fleury (1987) applies to (A) and (B); Legend (Fig. 2).

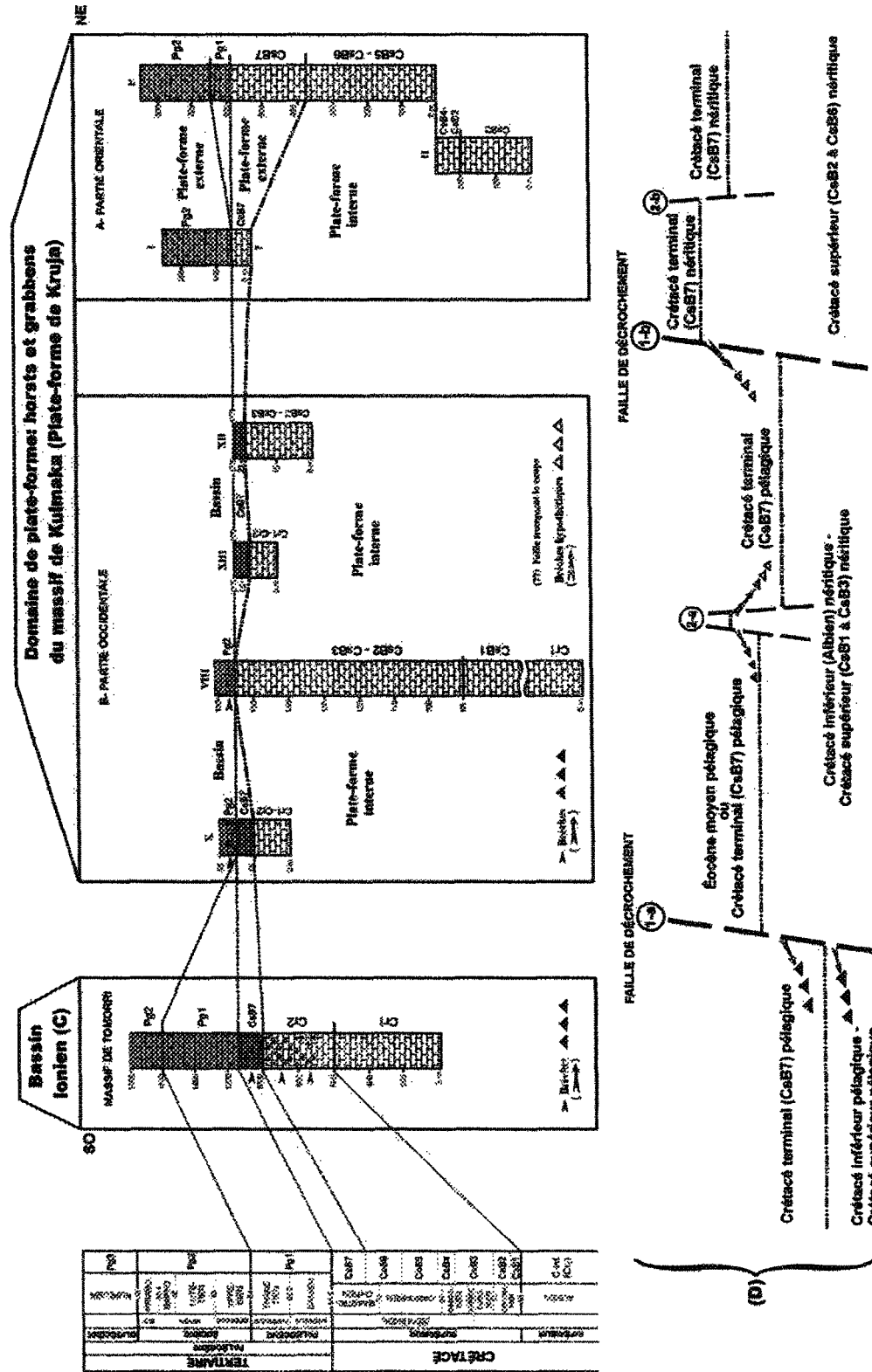


Fig. 6. - Corrélation biostratigraphique entre les coupes du massif de Kuluwaka (plate-formes de Kruja, A et B) et celle de la partie orientale du Bassin Ionien (massif de Tomorri, C). Interprétation des failles syn-sédimentaires (D). Notes: (1) la coupe P selon Yzairaj et al. (2002); (2) la coupe composite en C est réalisée d'après Kirobo et al. (1971), ISFGJ-IGJN (1983) et Yzairaj et al. (2002).
 Fig. 6. - Corrélation between the sections in the Kuluwaka massif (Kruja platform, A and B) and the representative section of the eastern part of Ionian Basin (Tomorri massif, C). Interpretation of sedimentary faults (D). Notes: (1) the section P according to Yzairaj et al. (2002); (2) the representative section (C) is compiled after Kirobo et al. (1971), ISFGJ-IGJN (1983) and Yzairaj et al. (2002).

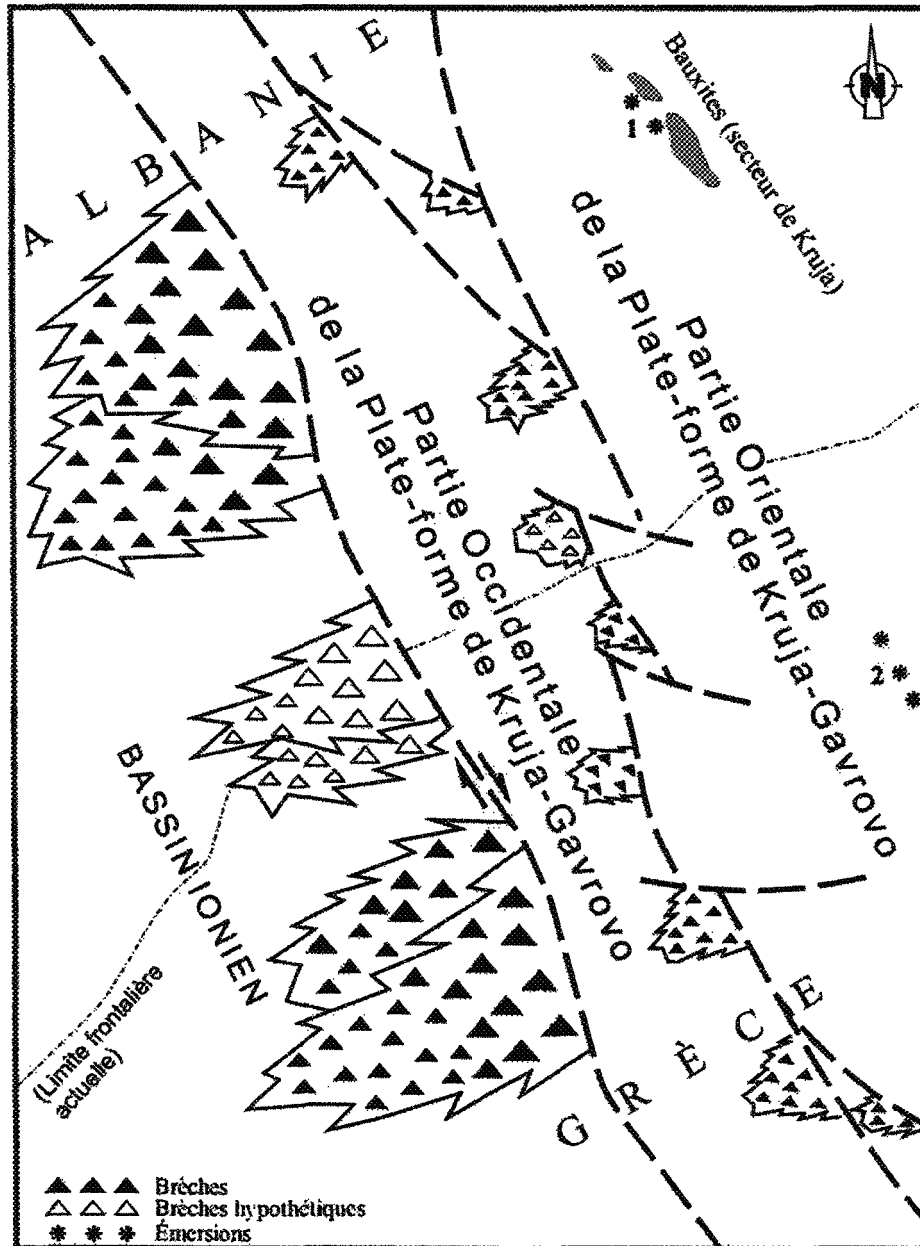


Fig. 7. - Schéma paléogéographique de la plate-forme de Kruja-Gavrovo et du Bassin Ionien au cours de la période d'instabilité fini-crétacé-éocène; Légende (Fig. 6). Note: les étoiles indiquent les émerisions reconnues dans la plate-forme de Kruja (1- d'après Heba et Prichonnet, 2006) et dans la plate-forme de Gavrovo (2- d'après Fleury, 1980; Mavrikas, 1993; et Landrein et al., 2001).

Fig. 7. - Schematic paleogeography of the Kruja-Gavrovo platform and the Ionian Basin during the Late Cretaceous-Eocene instability; Legend (Fig. 6). Note: the stars indicate the subaerial exposures of the Kruja platform (1- after Heba et Prichonnet, 2006) and of the Gavrovo platform (2- after Fleury, 1980; Mavrikas, 1993; and Landrein et al., 2001).

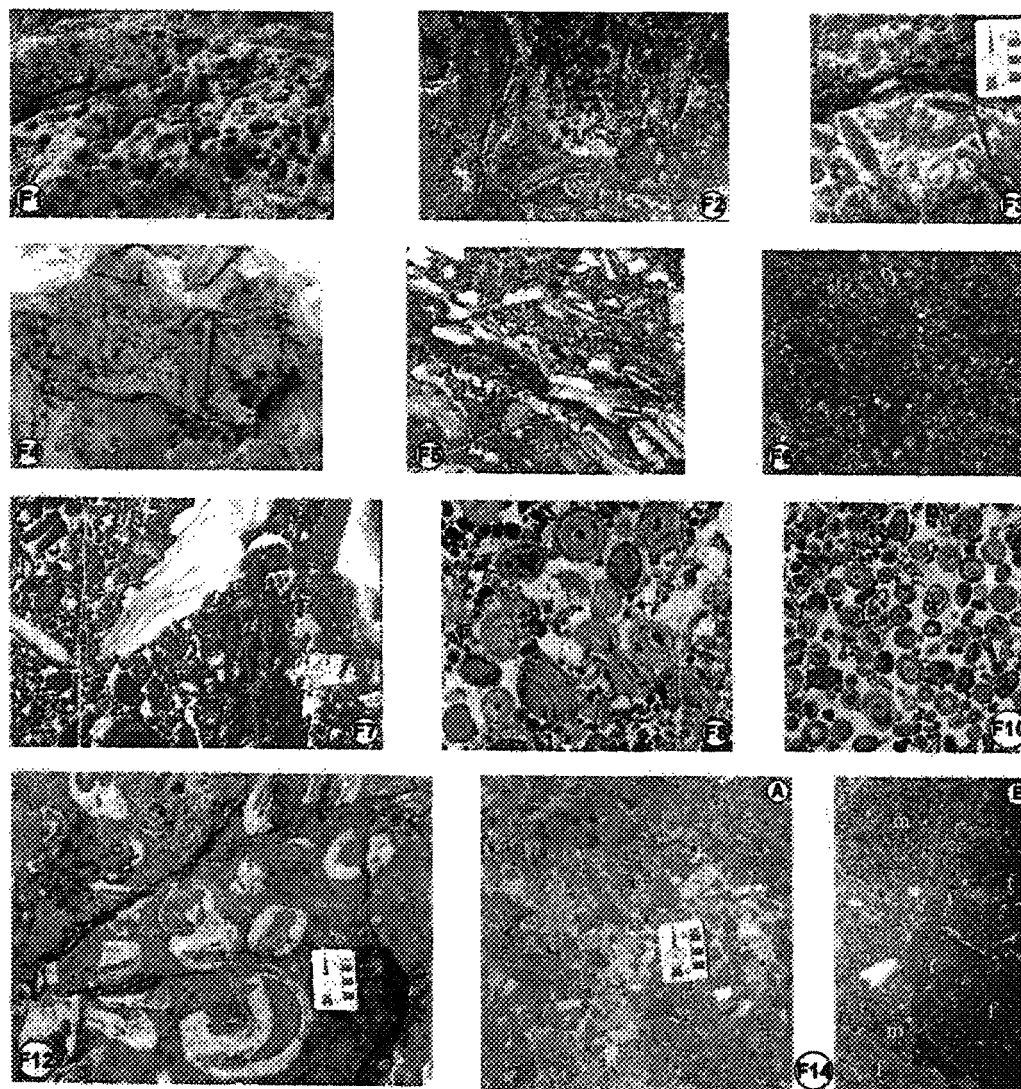


Planche 1. - F1: faciès de calcaires rudstone bioclastique (cavités de rudistes dissous en surface, coupe I); F2: faciès de calcaires bioclastiques (lame mince K-23, x 10, coupe I); F3: faciès de calcaires à rudistes (l'espèce *Polyptychus* cf. *pseudonobilis* Choffat) et gastéropodes (affleurement K-73, coupe VIII); F4: faciès de calcaires à rudistes (coupe V); F5: faciès de calcaires à débris de rudistes et pellets (lame mince K-47, x 15, coupe VII); F6: faciès de calcaires micritiques à Globigérinidés (lame mince K-37, x 30, coupe III); F7: faciès de calcaires grainstone à rudistes et gastéropodes (lame mince K-27, x 15, coupe IV); F8: faciès de calcaires à oolithes, lame mince K-14, x 10, coupe V); F10: faciès de calcaires grainstone à oolithes (lame mince K-69, x 15, coupe VIII); F12: faciès de calcaires bioconstruits [surface de strate, affleurement K-6, sections de Caprinidés (cf. *Schiosia*), coupe VI]; F14: faciès de calcaires bréchiques polygéniques (coupe VIII): A- surface de strate; B- lame mince K-74, x 7: m- matrice à plancton (Éocène moyen), f- fragments de calcaires néritiques (Crétacé supérieur).

Plate 1. - F1: rudstone bioclastic facies (outcrop, cavities of dissolved rudists, section I); F2: bioclastic limestone facies (thin section K-23, x 10, section I); F3: limestone facies with rudists (species *Polyptychus* cf. *pseudonobilis* Choffat) and gastropods (outcrop K-73, section VIII); F4: limestone facies with rudists (section V); F5: limestone facies with rudist debris and pellets (thin section K-47, x 15, section VII); F6: micritic limestone facies with Globigerinids (thin section K-37, x 30, section III); F7: rudist and gastropods grainstone facies (thin section K-27, x 15, section IV); F8: oolitic limestone facies (thin section K-14, x 10, section V); F10: oolitic grainstone facies (thin section K-69, x 15, section VIII); F12: patch reef limestone facies [bedding plane, outcrop K-6, sections of Caprinides (cf. *Schiosia*), section VI]; F14: polygenic brecciated limestone facies (section VIII): A- bedding plane; B- thin section K-74, x 7: m- pelagic matrix with plancton (Middle Eocene); f- neritic limestone fragments (Upper Cretaceous).