

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

**ÉVOLUTION DE LA PLATE-FORME
CARBONATÉE DE KRUJA, EN ALBANIE,
DU CRÉTACÉ À L'ÉOCÈNE**

**THÈSE PRÉSENTÉE À L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À
CHICOUTIMI COMME EXIGENCE PARTIELLE DU
DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES OFFERT À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL EN VERTU D'UN
PROTOCOLE D'ENTENTE AVEC L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC
À CHICOUTIMI**

**PAR
GRIGOR HEBA**

OCTOBRE 2008



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

À mon père Vladimir

RÉSUMÉ

La présente thèse a pour objectif de reconstituer l'évolution du Crétacé à l'Éocène de la plate-forme carbonatée de Kruja, appartenant à la marge passive d'Apulie en Albanie. Elle couvre l'ensemble des huit massifs de la plate-forme, soit, les massifs de Kruje-Dajt, de Makareshi, de Kulmaka, de Renci, de Kakarriqi, de Tervolli, de Qeshibeshi et d'Ishmi.

Cette recherche est motivée par l'interrogation qui a émané suite à la consultation d'une étude menée sur la plate-forme de Gavrovo en Grèce, située au Sud dans le prolongement de celle de Kruja, selon laquelle l'hypothèse d'un décrochement longitudinal entre la plate-forme de Gavrovo et le Bassin Ionien adjacent se serait produit vers la fin du Crétacé supérieur. Compte tenu des similitudes observées entre les deux plate-formes, on se propose de vérifier si un tel décrochement se serait également produit à la même période entre la plate-forme de Kruja et le Bassin Ionien, permettant ainsi d'étendre cette hypothèse, sur une échelle régionale, à l'ensemble Kruja-Gavrovo.

Partant donc de l'examen des études existantes, des analyses et observations de terrain, et de la comparaison de la plate-forme de Kruja avec celle de Gavrovo, des changements significatifs concernant la stratigraphie, la sédimentologie et l'histoire tectono-sédimentaire de la plate-forme de Kruja sont proposés à l'intérieur de la présente recherche.

Un nouveau cadre stratigraphique du Crétacé inférieur (terminal) et du Crétacé supérieur (biozones CsB1 à CsB7), ainsi qu'une meilleure connaissance du Paléocène et de l'Éocène sont établis. Les calcaires néritiques de l'Albien (Crétacé inférieur), les calcaires néritiques du Cénomanien (CsB1 et CsB2), les calcaires pélagiques du Maastrichtien supérieur (CsB7), les calcaires pélagiques et bréchiques de l'Éocène moyen et les calcaires pélagiques de l'Éocène moyen à supérieur sont nouvellement distingués. La durée des lacunes liées aux émersions à la fin du Crétacé supérieur (massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi) et pendant l'Éocène inférieur (massif de Kruje-Dajt), est précisée. Des nouvelles lacunes (16 à 60 Ma), liées à l'activité des failles, sont relevées dans les massifs de Kulmaka et de Qeshibeshi.

Une nouvelle émersion est déterminée dans le passage des biozones CsB5-CsB6 par les pics et les excursions négatives des valeurs de Sr, et les excursions négatives des $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$. Cette émersion est liée à une baisse du niveau marin eustatique au Campanien moyen (77.3 Ma).

La série carbonatée de la plate-forme de Kruja est caractérisée par un ensemble de vingt-six faciès, nouvellement identifiés. Il s'agit de paléoenvironnements qui s'étendent des zones littorales (plate-formes interne et externe) jusqu'au bassin. Quatorze et sept séquences stratigraphiques répertoriées dans les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi, respectivement, illustrent les fluctuations des milieux à l'échelle locale et temporelle.

Dans les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi, la diagenèse affecte la série carbonatée. Les structures et les textures de la dolomite, ainsi que l'alternance des niveaux dolomitiques avec les calcaires démontrent que la dolomitisation s'est accomplie en milieu supratidal. La recristallisation de la calcite est illustrée par les faibles valeurs de Sr, l'homogénéité des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$, la covariance entre les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ et les anomalies dans la distribution des REE.

Deux parties sont distinguées dans la plate-forme de Kruja :

(1) La Partie orientale (massifs de Kruje-Dajt, de Makareshi, de Renci, de Kakarriqi et de Tervolli) est caractérisée par une sédimentation de plate-forme interne durant le Crétacé supérieur et le Paléocène et une sédimentation de plate-forme externe durant l'Éocène moyen à supérieur. Ces deux régimes de sédimentation sont séparés par des lacunes stratigraphiques, témoins des épisodes d'émersion et d'érosion continentale, parfois associées à des bauxites;

(2) La Partie occidentale (massifs de Kulmaka, de Qeshibeshi et d'Ishmi) est caractérisée par une sédimentation de plate-forme interne, reconnue localement depuis l'Albien (Crétacé inférieur) jusqu'au Maastrichtien inférieur (CsB6), et une sédimentation différenciée à partir du Maastrichtien supérieur (CsB7) jusqu'à l'Éocène moyen à supérieur : de type plate-forme externe et de type bassin. Des lacunes stratigraphiques majeures de la série carbonatée et des brèches polygéniques (massifs de Kulmaka et de Qeshibeshi), témoignent de la tectonique syn-sédimentaire qui affecte cette partie.

Deux périodes sont identifiées dans l'évolution de la plate-forme de Kruja:

(1) Une période de stabilité qui s'étend du Crétacé inférieur (Albien) au Crétacé terminal (Santonien inférieur), caractérisée par une sédimentation de plate-forme interne dans un contexte tranquille, montrant une évolution de type bahamien;

(2) Une période d'instabilité tectonique qui s'étend du Santonien supérieur à l'Éocène moyen à supérieur, scindée par deux phases d'érosion. À partir du Santonien supérieur, les failles de décrochements syn-sédimentaires NNO-SSE entre la plate-forme de Kruja et le Bassin Ionien provoquent la fragmentation de la Partie occidentale de la plate-forme (massif de Kulmaka), y engendrant d'importantes érosions qui alimentent les brèches du talus du Bassin Ionien. Une sédimentation différenciée au Maastrichtien supérieur caractérise les deux parties: néritique dans la Partie orientale et pélagique dans la Partie occidentale. Durant l'intervalle Paléocène-Éocène moyen à supérieur, la deuxième phase d'érosion provoque de nouvelles

lacunes dans les deux parties et des brèches polygéniques dans la Partie occidentale (massif de Kulmaka). La sédimentation différente dans les deux parties se maintiendra jusqu'à l'arrivée du flysch de l'Oligocène.

Une zone de transition (flexure continentale ?) entre les deux parties de la plate-forme de Kruja est proposée. Ce sont des secteurs à l'est de la Partie occidentale (coupes I, II et P dans le massif de Kulmaka), qui montrent une série continue de plate-forme interne durant le Crétacé supérieur et une sédimentation néritique durant l'intervalle Maastrichtien-Éocène moyen à supérieur, similaires à celles de la Partie orientale (massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi).

L'évolution de la plate-forme de Kruja en Albanie et la comparaison avec son équivalente de Gavrovo en Grèce témoignent de leur histoire paléogéographique commune à l'intérieur de la marge passive d'Apulie, appartenant aux Hellénides. Les failles de décrochement entre la plate-forme de Kruja-Gavrovo et le Bassin Ionien, dues aux collisions entre les plaques apulienne et européenne pendant l'intervalle Crétacé-Éocène, sont responsables de la division longitudinale de cette plate-forme en deux parties, Partie Occidentale et Orientale. Elles ont aussi provoqué le démantèlement de la série dans la Partie Occidentale, engendrant les brèches de talus sénoniques dans le Bassin Ionien et entraînant plusieurs lacunes dans cette partie de la plate-forme. La période maastrichtienne-éocène voit encore la différenciation entre les deux parties et de nouveaux bouleversements dans la Partie Occidentale (brèches et lacunes), qui se propagent jusqu'à la Partie Orientale (émersions et lacunes).

REMERCIEMENTS

La présente thèse est l'aboutissement d'une fructueuse collaboration avec Gilbert Prichonnet mon directeur de thèse, qui m'a généreusement encadré et guidé tout au long de mes recherches. Je tiens avant tout à lui exprimer ma sincère et profonde gratitude. Je le remercie aussi pour ses enseignements et la pertinence de ses expertises, particulièrement en ce qui concerne la sédimentologie des carbonates et la reconstitution paléogéographique, ainsi que pour son soutien et ses encouragements et pour son aide dans la rédaction des articles.

Je voudrais souligner aussi la collaboration d'Abderrazzak El Albani (Université de Poitiers – France), co-auteur de l'un des articles, et lui témoigner ma reconnaissance et mes remerciements pour son soutien scientifique et ses divers conseils et commentaires, notamment sur la géochimie des carbonates.

Je remercie également Jean-Jacques Fleury (Université des Sciences et Technologies de Lille – France), mon directeur de D.E.A., qui a éveillé mon intérêt sur les problèmes stratigraphiques de la plate-forme carbonatée de Kruja, sources des multiples questionnements et préoccupations, qui m'animent encore aujourd'hui, sur l'évolution de cette plate-forme. Je tiens également à le remercier pour ses enseignements et son aide dans la connaissance des foraminifères et pour sa propre biozonation.

Un grand merci à Jean-Paul Loreau (Université de Bourgogne – France) pour ses conseils lors de la conception du modèle sédimentologique d'arrangement des faciès, utilisé pour l'analyse séquentielle.

Je tiens à souligner le support scientifique et à témoigner ma reconnaissance : à la Faculté de Géologie et des Mines de l'Université Polytechnique de Tirana (Albanie), particulièrement le soutien important de Selam Meço, et celui de Piro Mukelli ; à l'Institut de Géologie de Tirana (Albanie) à travers la précieuse collaboration de Polikron Theodhori, Alaudin Kodra et Luftulla H. Peza ; et au Centre des Recherches des Hydrocarbures à Fieri (Albanie), particulièrement, le soutien de Kristaq Muska. À l'occasion, je remercie tout le personnel technique de ces trois institutions pour l'appui et l'assistance qu'ils m'ont procuré lors des missions de terrain, de la collecte des données et de la documentation.

Au sein du département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'UQAM, j'ai bénéficié du soutien scientifique de Jennifer McKay (GEOTOP) pour les analyses des isotopes stables et de Bassam Ghaleb (GEOTOP) pour les terres rares. Au point de vue technique, j'ai bénéficié du soutien de François Hamel pour la calcimétrie, de Pierre-Simon Ross pour l'aide à la traduction en anglais d'un des articles, et de Georges Huard et Frédéric Toupin pour le support informatique. Ma recherche a été enrichie par les conseils judicieux des professeurs suivants : Ross Stevenson, Michel Jébrak et le regretté Clément Gariépy. À toutes et tous, j'adresse mes sincères remerciements.

Je voudrais remercier les lecteurs critiques des trois articles : Pierre-Yves Collin, J.P. Saint Martin, Benoît Vincent, Jean Philip et Alain Meunier.

Je remercie également les membres du jury, Pierre Cousineau (UQAC), Abderrazzak El Albani (Université de Poitiers – France), Gilbert Prichonnet (UQAM), Ross Stevenson (UQAM) et Alain Tremblay (UQAM) qui ont accepté d'évaluer mon travail.

Cette recherche a bénéficié du support financier de l'Agence Universitaire de la Francophonie (AUPELF – UREF), de l'UQAM (bourse PARFAC et bourse mobilité UQAM) et du Gouvernement français (lors de mes études de DEA). Je remercie l'ensemble de ces organismes pour leur soutien.

Enfin, je rends hommage à tous les membres de ma famille en Albanie, particulièrement à mon regretté père, et à mon épouse Oumeïma, qui sans leur amour, leur appui et leur soutien, ce travail n'aurait pu être possible.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	i
REMERCIEMENTS	iv
TABLE DES MATIÈRES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX	xii
LISTE DES FIGURES	xiii
LISTE DES PLANCHES.....	xx
INTRODUCTION	1
CONTEXTE LOCAL	2
Les unités tectonostratigraphiques de la marge passive d'Apulie en Albanie	3
Évolution structurale de la marge passive d'Apulie en Albanie.....	6
PROBLÉMATIQUE.....	7
Problématique régionale.....	8
Problématique locale	11
Les travaux antérieurs.....	11
Problématique	14
OBJECTIFS DE LA RECHERCHE.....	16
APERÇU DES MÉTHODES DE TRAVAIL	17
PRÉSENTATION DE LA THÈSE.....	19

CHAPITRE I**SÉDIMENTATION DANS LA PARTIE ORIENTALE DE LA PLATE-FORME : L'INTERVALLE CRÉTACÉ TERMINAL-ÉOCÈNE DE LA MARGE PASSIVE D'APULIE EN ALBANIE (MASSIFS DE KRUJE-DAJT ET DE MAKARESHI, ZONE DE KRUJA) : FACIÈS, ORGANISMES ET CYCLES SÉDIMENTAIRES D'UNE PLATE-FORME CARBONATÉE..... 27**

1.1	RÉSUMÉ.....	28
1.2	ABSTRACT	29
1.3	INTRODUCTION.....	30
1.4	MÉTHODES D'ÉTUDE.....	31
1.5	LITHOLOGIE ET BIOSTRATIGRAPHIE.....	33
1.5.1	Coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt)	33
1.5.2	Coupe de la Route (massif de Makareshi).....	35
1.6	FACIÈS ET ENVIRONNEMENTS	37
1.6.1	Faciès	37
1.6.2	Dolomitisation	43
1.6.3	Modèle sédimentologique.....	45
1.7	ANALYSE SÉQUENTIELLE	46
1.7.1	Définition des séquences élémentaires	46
1.7.2	Séquences stratigraphiques, ou cycles	47
1.8	COMPARAISON DES DEUX COUPES : DISCUSSION ET CORRÉLATION	51
1.8.1	Repères stratigraphiques généraux	51
1.8.2	Cadre biostratigraphique.....	52
1.8.3	Lithofaciès	52
1.8.4	Lacunes	53
1.8.5	Analyse séquentielle	54
1.9	CONCLUSION	56

CHAPITRE II

CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DES CARBONATES DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA PLATE-FORME : METEORIC DIAGENESIS OF LATE CRETACEOUS AND PALAEOCENE - EOCENE SHALLOW - WATER CARBONATES IN THE KRUJA PLATFORM (ALBANIA) : GEOCHEMICAL EVIDENCE.....73

2.1 RÉSUMÉ / ABSTRACT.....	74
2.2 INTRODUCTION.....	75
2.3 GEOLOGICAL SETTING.....	77
2.4 SEDIMENTOLOGICAL AND SEQUENCE STRATIGRAPHICAL ANALYSIS	78
2.5 GEOCHEMICAL APPROACH.....	80
2.5.1 Methods	80
2.5.2 Description of geochemical variations	82
2.6 INTERPRETATION OF GEOCHEMICAL VARIATIONS AND DISCUSSION	85
2.6.1 Diagenetic effects on the trace elements and the isotopic signature.....	85
2.6.2 Geochemical patterns as indicators of system tracts and depositional environments.....	87
2.7 CONCLUSIONS	90

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 KRUJA) ET SES IMPACTS SUR LA SÉDIMENTATION105

3.1 RÉSUMÉ.....	106
3.2 ABSTRACT	107
3.3 INTRODUCTION.....	108
3.4 MÉTHODES D'ÉTUDE.....	111

3.5	LITHOLOGIE ET BIOSTRATIGRAPHIE.....	113
3.5.1	Coupes décrites individuellement (I à XI).....	113
3.5.2	Coupes regroupées (XII et XIII; et XIV, XV, XVI).....	119
3.5.3	Nouvelles données stratigraphiques.....	120
3.5.4	Coupe P	121
3.6	FACIÈS ET ENVIRONNEMENTS	122
3.7	LES TEMOINS DE L'INSTABILITÉ DE LA PLATE-FORME DE KRUJA	123
3.7.1	Analyse des lacunes stratigraphiques	123
3.7.2	Description des brèches polygéniques.....	125
3.8	DISCUSSION.....	127
3.8.1	Évolution de la plate-forme de Kruja	127
3.8.2	Relations entre la plate-forme de Kruja et le Bassin Ionien.....	130
3.9	CONCLUSION	134

CHAPITRE IV

SÉDIMENTATION DANS D'AUTRES SECTEURS DE LA PLATE-FORME DE KRUJA.....146

4.1	AFFLEUREMENTS DE SÉRIES DE TYPE "PARTIE ORIENTALE"	147
4.1.1	Massifs de Renci et de Kakarriqi.....	147
4.1.2	Massif de Tervolli.....	150
4.1.3	Éléments de comparaison de ces massifs avec les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi	152
4.2	AFFLEUREMENTS DE SÉRIES DE TYPE "PARTIE OCCIDENTALE"	153
4.2.1	Massif de Qeshibeshi.....	153
4.2.2	"Massif d'Ishmi"	156
4.2.3	Éléments de comparaison de ces massifs avec le massif de Kulmaka	157

CHAPITRE V

CORRÉLATION DES AFFLEUREMENTS DE LA PLATE-FORME DE KRUJA-GAVROVO	164
5.1 CORRÉLATION DES AFFLEUREMENTS DE LA PARTIE ORIENTALE.....	165
5.2 CORRÉLATION DES AFFLEUREMENTS DE LA PARTIE OCCIDENTALE	167
5.3 DISCUSSION ET PERSPECTIVES POUR DES RECHERCHES POSTÉRIEURES	169
5.3.1 Discussion.....	169
5.3.2 Perspectives pour des recherches postérieures	172
CONCLUSION	177
RÉFÉRENCES	182

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE I

Tableau 1: Caractéristiques et interprétation des faciès dans la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt) et de la Route (massif de Makareshi).....	58
--	----

CHAPITRE II

Table 1: Calcimetry data for L'Escalier and La Route bulk sediment samples	92
Table 2: Carbon and oxygen isotope, and strontium data for L'Escalier and La Route bulk sediment samples	93
Table 3: Rare Earth Elements (REE) data for L'Escalier and La Route bulk sediment samples.....	94
Table 4: Normalized REE data for L'Escalier and La Route bulk sediment samples.....	95

CHAPITRE III

Tableau 1: Caractéristiques et interprétation des faciès dans les coupes étudiées du massif de Kulmaka	137
---	-----

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

- Fig. 1 :** Localisation de l'Albanie selon la carte tectonique de la région Est Méditerranéenne (tirée de Robertson et Shallo, 2000).....22
- Fig. 2 :** Esquisse des unités tectonostratigraphiques des Hellénides (Albanie, Grèce et Macédoine), (tirée de Robertson et Shallo, 2000)23
- Fig. 3 :** Localisation des massifs carbonatés de la plate-forme de Kruja selon la carte tectonique de l'Albanie (ISPGJ-IGJN, 1983).....24
- Fig. 4 :** Schéma de localisation du massif de Gavrovo en Grèce et deux coupes représentatives des domaines du massif, occidental-axial et oriental, reconstituées et simplifiées d'après les données de Mavrikas (1993)25
- Fig. 5 :** Cadre chronologique, biozonation pour le Crétacé supérieur et éléments biostratigraphiques (foraminifères benthiques et planctoniques) pour le Paléogène (d'après Fleury, 1980).....26

CHAPITRE I

- Fig. 1 :** Schéma de localisation des coupes étudiées: -a- la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt) et -b- la coupe de la Route (massif de Makareshi), (Zone de Kruja, Albanie). Selon la Carte Géologique de l'Albanie au 1: 200 000 (ISPGJ-IGJN, 1983).....59

Fig. 2 :	Lithologie et biostratigraphie de la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt) (A); Légende (B)	60
Fig. 3 :	Lithologie et biostratigraphie de la coupe de la Route (massif de Makareshi). Légende: Figure 2B	62
Fig. 4 :	Modèle sédimentologique de substitution des faciès	63
Fig. 5 :	Analyse séquentielle de la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt), (première partie). Les flèches minces représentent les séquences élémentaires qui montrent l'évolution bathymétrique; les flèches épaisses représentent les assemblages des séquences élémentaires (progradant, rétrogradant ou "vertical"); S- séquence stratigraphique (cycle); ST - surface de transgression ; SIM - surface d'inondation maximum; SD - surface d'érosion. La lithologie (légende: Figure 2B) montre l'organisation verticale des faciès, dont la largeur est d'autant plus grande que le faciès est moins profond	64
Fig. 6 :	Analyse séquentielle de la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt), (deuxième partie). Légende: Figure 5	65
Fig. 7 :	Analyse séquentielle de la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt), (troisième partie). Légende: Figure 5	66
Fig. 8 :	Analyse séquentielle de la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt), (quatrième partie). Légende: Figure 5	67
Fig. 9 :	Analyse séquentielle de la coupe de La Route (massif de Makareshi), (première partie). Les flèches minces représentent les séquences élémentaires qui montrent l'évolution bathymétrique; les flèches épaisses représentent les assemblages des séquences élémentaires (progradant, rétrogradant ou "vertical"); S- séquence stratigraphique (cycle); ST - surface de transgression ; SIM - surface	

d'inondation maximum ; SD - surface d'érosion. La lithologie (légende : Figure 2B.) montre l'organisation verticale des faciès, dont la largeur est d'autant plus grande que le faciès est moins profond	68
Fig. 10 : Analyse séquentielle de la coupe de La Route (massif de Makareshi), (deuxième partie). Légende: Figure 9	69
Fig. 11 : Analyse séquentielle de la coupe de La Route (massif de Makareshi), (troisième partie). Légende: Figure 9.....	70
Fig. 12 : Corrélation biostratigraphique entre la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt) et la coupe de la Route (massif de Makareshi).....	71

CHAPITRE II

Fig. 1: Location, lithology and sequences stratigraphy of the studied sections (L'Escalier and La Route), and biostratigraphy of Late Cretaceous to Eocene interval of Kruja platform (Albania). After I.S.P.GJ. and I.GJ.N., 1983; and Heba and Prichonnet, 2006. Legend: Figure 2	96
Fig. 2: Sedimentary depositional model of the facies succession (after Heba and Prichonnet, 2006) and legend key.....	97
Fig. 3: Calcimetry profile for the L'Escalier section (Kruje-Dajt Massif). Data are listed in Table 1. Legend: Figure 2. Note: Stratigraphic position of grouped samples: I (V32, V36, V45, V54, V48, V51,V57, V58, V62, V64, V70, V74 to V76, V83); II (V88, V91, V96, V101, V102,V108, V110, V111, V114, V120, V124, V125); III (V134, V136, V143, V144, V146, V149, V163); IV (V173, Vs15, V178, V184,	

V185, V187, V189, V190, V193 to V195); V (V197, V198, V203, V208, V208/1, V209, V209/1, V204 to V207).....	98
Fig. 4: Calcimetry profile for the La Route section (Makareshi Massif). Data are listed in Table 1. Legend: Figure 2. Note: Stratigraphic position of grouped samples: I (M10, M17, M20, M25, M35, M41, M46); II (M47, M73, M92, M99, M105); III (M109, M127, M129, M136, M142, M145, Ms16, M186, M186/1, M159, M171, M172, M174, M177, M179); IV (M191, M194, M201, M205, M209, M210, M211, M211/1).	99
Fig. 5: Strontium and stable isotope profiles for the L'Escalier section (Kruje-Dajt Massif). Data are listed in Table 2. Legend: Figure 2	100
Fig. 6: Strontium and stable isotope profiles for the La Route section (Makareshi Massif). Data are listed in Table 2. Legend: Figure 2.	101
Fig. 7: Normalized Rare Earth Elements (REE) profiles for the L'Escalier section (Kruje-Dajt Massif). Data are listed in Table 4. Legend: Figure 2. Note: Solid arrows indicate positive geochemical tendency.....	102
Fig. 8: Normalized Rare Earth Elements (REE) profiles for the La Route section (Makareshi Massif). Data are listed in Table 4. Legend: Figures 2 and 8.	103
Fig. 9: Cross-plot of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of measured bulk sediment samples for: A- L'Escalier section (Kruje-Dajt Massif); and B- La Route section (Makareshi Massif). Regression analysis of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ (thick lines), equations and correlation coefficients (r^2 values) are noted. Data are listed in Table 2.	104

CHAPITRE III

- 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..... 138
- Fig. 2 :** Lithologie (faciès) et stratigraphie des coupes I, II, III, IV et V (massif de Kulmaka)..... 139
- Fig. 3 :** Lithologie (faciès) et stratigraphie des coupes VI, VII, VIII, IX et X (massif de Kulmaka); Légende (Fig. 2)..... 140
- Fig. 4 :** Lithologie (faciès) et stratigraphie des coupes XI, XII, XIII, XIV, XV et XVI (massif de Kulmaka); Légende (Fig. 2)..... 141
- 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 Yzeiraj et al., 2002), dans le massif de Kulmaka (plate-forme de Kruja, Albanie): D- Discontinuité; SD- Surface de discordance; F- Faille; E- Surface d'érosion à l'affleurement. (B) Distribution des lacunes dans la plate-forme de Gavrovo à partir des données de Mavrikas (1993). Note: L'échelle biostratigraphique d'après Fleury (1980) s'applique aux schémas (A) et (B); Légende (Fig. 2) 142

Fig.6 :	Corrélation biostratigraphique entre les coupes du massif de Kulmaka (plate-forme 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 Yzeiraj et al. (2002); (2) la coupe composite en C est réalisée d'après Kondo et al. (1971), ISPGJ-IGJN (1983) et Yzeiraj et al. (2002)	143
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 émersions 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)	144

CHAPITRE IV

Fig. 1 :	Schéma de localisation des massifs carbonatés de Renci et de Kakarriqi selon la carte géologique de l'Albanie (ISPGJ-IGJN, 1983). Localisation des coupes : a- la coupe de M. Kolaj et b- la coupe de Kukli (Koroveshi et al., 1999)	159
Fig. 2 :	Schéma de localisation du massif carbonaté de Tervolli selon la carte géologique de l'Albanie (ISPGJ-IGJN, 1983). Localisation de la coupe d' Holta (Koroveshi et al., 1999).....	160
Fig. 3 :	Schéma de localisation du massif carbonaté de Qeshibeshi selon la carte géologique de l'Albanie (ISPGJ-IGJN, 1983). Localisation de la coupe et de l'affleurement étudiés	161

- Fig. 4 :** Schéma de localisation du massif effondré d'Ishmi selon la carte géologique de l'Albanie (ISPGJ-IGJN, 1983) et le profil sismique 42/89 (Nakuçi et al., 2001).....162

CHAPITRE V

- Fig. 1 :** Corrélation biostratigraphique des coupes représentatives de la Partie Orientale de la plate-forme de Kruja-Gavrovo: les massifs de Renci et de Kakarriqi (selon Koroveshi et al., 1999), les massifs de Makareshi et de Kruje-Dajt (Heba et Prichonnet, 2006) et le massif de Tervolli (selon Peza, 1968, 1982; Peza et al., 1972; et Koroveshi et al., 1999), en Albanie; et le domaine oriental du massif de Gavrovo en Grèce (selon Mavrikas, 1993; et Landrein et al., 2001).....175
- Fig. 2 :** Corrélation biostratigraphique des coupes représentatives de la Partie Occidentale de la plate-forme de Kruja-Gavrovo: le massif d'Ishmi (selon Nakuci et al., 2001; et Yzeiraj et al., 2002), et les massifs de Kulmaka et de Qeshibeshi en Albanie; et les domaines occidental et axial de Gavrovo en Grèce (selon Mavrikas, 1993)176

LISTE DES PLANCHES

CHAPITRE I

Planche 1 : F1: faciès de calcaires laminés (surface polie); F2: faciès de calcaires lumachelliques (coupe); F3: faciès de calcaires bioconstruits (coupe); F4: faciès de calcaires à débris de rudistes (surface de strate); F5: faciès de dolomies bioturbées (surface polie); F6: faciès de calcaires comportant des figures de courant (coupe); F7: faciès de dolomies à fenestrae (surface polie); F8: faciès de dolomies laminées à figures de dessiccation (coupe); F9: faciès de dolomies bréchiques (coupe). Notes: (a) F3, F6, F7, F8 et F9: coupe de l'Escalier; (b) F1, F2, F4 et F5: coupe de la Route; (c) les flèches représentées sur les photos indiquent la polarité; les rectangles et les cercles désignent les détails des différents faciès..... 72

CHAPITRE III

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 Globigerinidés (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. Shciosia), 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)..... 145

CHAPITRE IV

Planche 1 : Brèches dans l'affleurement 1 du massif de Qeshibeshi. A- Photo du terrain; B- Photo de la lame mince q-55 (X 20)..... 163

INTRODUCTION

La présente thèse porte sur l'analyse des environnements carbonatés et du contexte stratigraphique de la plate-forme de Kruja (Zone de Kruja) durant l'intervalle Crétacé-Éocène. Il s'agit d'une plate-forme de type bahamien appartenant à la marge passive d'Apulie en Albanie.

Situé dans la région est de la Méditerranée et à l'Ouest de la péninsule balkanique, entre les latitudes $39^{\circ}38'$ – $42^{\circ}39'$ Nord et les longitudes $19^{\circ}16'$ – $21^{\circ}4'$ Est (Fig. 1), le territoire de l'Albanie relève de l'ensemble des chaînes dinariques appartenant au système plissé alpin (Papa, 1970 ; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Graham Wall et al., 2006). Au Nord et à l'Est, les chaînes dinariques sont séparées du Bassin Pannonien et des Carpates par les ophiolites (*SW Belt*) et par le massif Serbo-Macédonien.

Ces chaînes résultent des collisions manifestées depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Néogène entre la marge continentale nord africaine et la plaque d'Europe (Fig. 1), (Smith, 1971 ; Dewey et al., 1973 ; Robertson et Dixon, 1984 ; Dercourt et al., 1985 ; Ricou et al., 1986 ; Linzer et al., 1995 ; Wagreich, 1995 ; Neubauer et al., 1995 ; Golonka, 2004 ; Picha, 2002 ; Carminati & Doglioni, 2004 ; Graham Wall et al., 2006).

Elles se subdivisent en deux entités paléogéographiques (Fig. 1) séparées par la faille transformante de Scutari-Pec (Kober, 1929 ; Aubouin et Ndojaj, 1965 ; Papa, 1970 ; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Qirjaku-Kaleshi, 2000 ; Tari, 2002 ; Graham Wall et al., 2006):

1. les Hellénides qui couvrent le territoire grec et une grande partie de l’Albanie;
2. et les Dinarides qui englobent l’extrême nord de l’Albanie et les territoires de l’ex-Yougoslavie.

Dans ce qui suit, on s’attardera essentiellement sur le territoire des Hellénides.

CONTEXTE LOCAL

En Albanie, où le territoire appartient majoritairement à l’entité paléogéographique des Hellénides, on distingue deux grands ensembles paléotectoniques (Robertson et Shallo, 2000; Carminati et Doglioni, 2004), (Fig. 2) :

- 1- à l’Ouest, un ensemble appartenant à la marge passive d’Apulie, constitué de bassins et de plate-formes affectés par la tectogenèse (plis et chevauchements) pendant la phase cénozoïque de la tectonique alpine;
- 2- à l’Est, un ensemble composé d’ophiolites du Jurassique (Zone de Mirdita) qui sont charriées vers le domaine d’Apulie au Jurassique supérieur (Godroli, 1992) et de socle continental du Paléozoïque (Zone de Korabi ou domaine Pélagonien) qui est chevauché pendant la même période (Jurassique supérieur) par les ophiolites de la Zone de Mirdita (ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000).

Un résumé des faits connus concernant les unités tectonostratigraphiques de la marge passive d’Apulie en Albanie est présenté, ci-dessous, en commentaire à la figure 2. La plate-forme de Kruja, appartenant à la marge passive d’Apulie, doit aussi nécessairement s’inscrire son histoire sédimentaire durant les événements géodynamiques qui caractérisent l’évolution d’Apulie pendant l’intervalle Crétacé-Tertiaire.

Les unités tectonostratigraphiques de la marge passive d'Apulie en Albanie

La Zone de Sazani

Il s'agit d'une plate-forme présente dans la partie sud-occidentale de l'Albanie (Fig. 2), et qui correspond à la Zone Pré-apulienne en Grèce (Papa, 1970 ; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000).

La série sédimentaire de cette plate-forme est composée (Papa, 1970 ; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000) à sa base, de calcaires et de dolomies du Trias supérieur à Jurassique, au-dessus desquels se sont déposés les calcaires du Crétacé à l'Éocène. Ensuite, sur ces derniers reposent en discordance les molasses du Miocène inférieur.

La Zone Ionienne

Cette zone représente un bassin de type rift intra-continental (Robertson et Shallo, 2000), connu à l'Ouest de l'Albanie et de la Grèce (Fig. 2).

Les dépôts les plus anciens qui affleurent dans cette zone (Papa, 1970 ; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000) sont les évaporites du Trias inférieur-moyen, correspondant au *rifting* dans la partie orientale d'Apulie (Robertson et Shallo, 2000 ; Graham Wall et al., 2006). Ils sont surmontés par des carbonates néritiques (calcaires et dolomies) du Trias supérieur au Jurassique inférieur.

Après une discontinuité sous-marine (*hardground*), la série se poursuit avec des calcaires pélagiques condensés du faciès Ammonitico Rosso (Lias moyen-supérieur) et des sédiments siliceux, représentatifs de la subsidence post-rift (Robertson et Shallo, 2000). La sédimentation carbonatée pélagique continue jusqu'à la fin de l'Éocène, induisant la formation des schistes siliceux à radiolaires, des calcaires pélagiques, des calcaires turbiditiques et des calcaires brèchiques. Ces deux derniers types de calcaires caractérisent particulièrement la sédimentation dans ce bassin pendant l'intervalle Sénonien-Maastrichtien (Meço and Aliaj, 2000). En outre, dans certains secteurs bordiers à l'est de ce bassin, la présence des brèches à fragments de carbonates néritiques de type plate-forme (Kondo 1971; ISPGJ-IGJN, 1983; Yzeiraj et al., 2002) traduit une instabilité de la plate-forme adjacente de Kruja, objet de cette étude.

Un flysch d'âge Oligocène, concordant, couvre la séquence carbonatée pélagique du bassin. Enfin, comme dans la Zone de Sazani, les dépôts clastiques miocènes (Burdigalien-Serravalien), discordants sur le flysch de l'Oligocène, cloutent la série sédimentaire (Papa, 1970 ; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000).

La Zone de Kruja

La Zone de Kruja, située au centre de l'Albanie (Fig. 2), est une plate-forme qui se prolonge au Sud dans la Zone de Gavrovo en Grèce (Fig. 2), (Papa, 1970 ; Peza, 1973, 1975, 1977, 1982; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Heba et Prichonnet, 2006).

La série sédimentaire de la Zone de Kruja est constituée majoritairement de puissants dépôts de carbonates néritiques du Crétacé supérieur (d'environ 1,5 km d'épaisseur), caractéristiques du milieu subtidal à supratidal (Papa, 1970 ; Peza, 1973, 1975, 1977, 1982; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Koroveshi et al., 1999 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000 ; Nakuci et al., 2001; Yzeiraj et al., 2002; Heba et Prichonnet, 2006).

Cette série est interrompue par une lacune stratigraphique qui débute au Maastrichtien supérieur (biozone CsB7 ; Heba, 1997 ; Heba et Prichonnet, 2006) et qui se poursuit, selon les endroits, jusqu'à l'Eocène inférieur (Gjata et al., 1968). À cette lacune peut correspondre la formation de bauxites (Duraj, 1969 ; Peza, 1973). Après cette lacune, la série continue avec des calcaires organogènes de l'Eocène moyen, témoins d'un milieu subtidal peu profond de type plate-forme ouverte.

Au-dessus de ces calcaires, l'horizon des "marnes de passage" d'âge Éocène supérieur (Gjata et al., 1968 ; Papa, 1970 ; ISPGJ-IGJN, 1983) marque la transition avec le flysch de l'Oligocène, épais de 1500 m, ordinairement concordant. Ce flysch, hormis des intercalations gréso-argileuses, contient aussi des bancs épais de grès, des lentilles conglomératiques et des olistostromes (Papa, 1970). Par ailleurs, la partie septentrionale de la Zone de Kruja est couverte des molasses d'âge Miocène, discordantes sur le flysch de l'Oligocène (Papa, 1970 ; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000).

La Zone de Krasta-Cukali

La Zone de Krasta-Cukali, située à l'est de la Zone de Kruja (Fig. 2), représente un bassin de marge passive (Robertson et Shallo, 2000) qui se poursuit en Grèce sous le nom de Zone de Pinde-Olonos (Papa, 1970 ; Fleury 1980 ; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000).

La série sédimentaire dans cette zone, du Trias moyen à Crétacé supérieur, est entièrement pélagique (Papa, 1970 ; Fleury 1980 ; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000) : à prédominance calcaire au Trias moyen à supérieur-Jurassique, au Crétacé inférieur-Cénomanien et au Crétacé supérieur; et à prédominance siliceuse-radioloaritique au Trias moyen, au Dogger-Malm et au Crétacé inférieur. Des roches volcaniques (tufs felsiques et mafiques) et pyroclastiques s'y ajoutent au Anisien-Ladinien.

Au sommet, cette série sédimentaire pélagique est couverte par des turbidites terrigènes du Maastrichtien-Éocène qui reposent sur les calcaires du Crétacé supérieur (Papa, 1970 ; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000).

Évolution structurale de la marge passive d'Apulie en Albanie

Le dispositif structural actuel des quatre unités tectono-stratigraphiques qui constituent la marge passive d'Apulie en Albanie montre trois situations tectoniques différentes (Robertson et Shallo, 2000 ; profile A-A, Fig. 2) :

- une unité tectonique autochtone représentée par la Zone de Sazani ;
- deux unités tectoniques para-autochtones représentées par la Zone Ionienne et la Zone de Kruja ;
- et une unité tectonique sensiblement allochtone (nappe de charriage) représentée par la Zone de Krasta Cukali.

La chronologie de la mise en place de ces structures s'inscrit dans l'évolution géodynamique alpine du territoire albanais à la fin du Crétacé supérieur et durant le Cénozoïque, qu'on définit en quatre étapes d'après les études de ISPGJ-IGJN (1983) qui établissent la carte géologique de l'Albanie à 1/200 000 et des analyses de Papa

(1970), Meço et Aliaj (2000), Robertson et Shallo (2000) et Graham Wall et al. (2006) :

- durant l'intervalle Maastrichtien-Éocène, la Zone de Krasta-Cukali chevauche la Zone de Kruja. Ce chevauchement est associé à d'autres accidents survenus à l'intérieur de cette zone (écailles, failles normales et inverses) et souvent à des grands plis anticlinaux et synclinaux couchés vers l'Ouest. Ceci attribue à la Zone de Krasta-Cukali l'aspect d'une véritable nappe de charriage;
- au cours de l'Oligocène, le flysch qui comporte des matériaux provenant de la nappe de Krasta-Cukali se dépose sur les dépôts carbonatés de la Zone de Kruja et sur ceux de la Zonne Ionienne ;
- pendant l'intervalle Miocène-Pliocène, les massifs carbonatés de la Zone de Kruja subissent des déplacements vers le Sud-Ouest. Le chevauchement de ces massifs est associé localement à des anticlinaux et à des contacts faillés avec le flysch déposé précédemment. En même temps, la Zone Ionienne effectue son chevauchement sur la Zone de Sazani. Cette étape correspond à la formation des molasses dans la Zone de Sazani, la Zone Ionienne et la Zone de Kruja;
- enfin, au cours du Plioquaternaire, se produit le chevauchement de la Zone Ionienne vers l'Est, causant aussi des retrochevauchements dans le front occidental de la Zone de Kruja.

PROBLÉMATIQUE

La plate-forme de Kruja en Albanie est composée d'un ensemble de huit massifs, constitués de carbonates d'âge Crétacé inférieur à Éocène (Fig. 3), à savoir les massifs de Kruje-Dajt, de Makareshi, de Kulmaka, de Renci, de Kakarriqi, de Tervolli, de Qeshibeshi et d'Ishmi.

Dans la présente recherche on reprend les indices paléoenvironnementaux et stratigraphiques examinés au cours d'une étude préliminaire (Heba, 1997) sur deux massifs carbonatés du Crétacé terminal, les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi.

De nouvelles données à caractère biostratigraphique et sédimentologique sont relevées sur le terrain lors des missions réalisées en 1999, 2002 et 2003 sur d'autres massifs carbonatés de la plate-forme, soit les massifs de Kulmaka et de Qeshibeshi.

L'observation de ces indices et données semble montrer des caractéristiques comparables à celles qui ont permis de relever antérieurement des instabilités dans l'évolution de plate-forme de Gavrovo en Grèce (Fig. 4), considéré comme analogue à la plate-forme de Kruja en Albanie. Peut-on alors prétendre à une évolution similaire dans la plate-forme de Kruja ?

Problématique régionale

La dernière étude (Mavrikas, 1993) réalisée sur la plate-forme de Gavrovo (massif de Gavrovo) en Grèce a démontré que l'histoire de cette plate-forme est marquée par un important épisode d'instabilité, polyphasé, d'âge fini-crétacé-éotertiaire. Les lacunes détectées au niveau de la plate-forme et les brèches accumulées dans le bassin environnant (Bassin Ionnien) témoignent de cette situation. En effet, pour la fin du Crétacé, Mavrikas (1993), utilisant la biozonation du Crétacé supérieur établie par Fleury (1980), a défini trois domaines dans la plate-forme carbonatée de Gavrovo (Fig. 4) :

- Deux domaines, un occidental et un axial, où d'importantes lacunes, manifestées principalement durant l'intervalle Santonien supérieur-Paléocène inférieur, sont omniprésentes. La sédimentation dans ces deux domaines est néritique, de type plate-forme interne pendant l'intervalle Crétacé inférieur

- (Albien)-Crétacé supérieur (Santonien), tandis que les calcaires pélagiques, planctoniques et brèchiques caractérisent le Paléogène (Paléocène-Éocène) ;
- Un domaine oriental, où la sédimentation carbonatée est presque continue avec toutefois, des lacunes observées au Paléocène inférieur et rarement à l'Éocène moyen. La sédimentation est néritique de type plate-forme interne pendant l'intervalle Crétacé supérieur-Paléocène, puis suivie de dépôts bioclastiques éocènes, caractérisant les milieux de plate-forme externe. Signalons aussi qu'une émersion intra-maaestrichtienne a été mise en évidence dans ce domaine par l'étude de Landrein et al. (2001).

Selon Mavrikas (1993), cette instabilité est due à un phénomène de transpression, lié au vaste décrochement qui affecte la limite de rupture entre les croûtes de la plate-forme de Gavrovo et le Bassin Ionien adjacent. Les mouvements de décrochement établis selon une disposition en *flower structure* (Ramsay et Huber 1987), ont provoqué l'extrusion verticale de la plate-forme (domaines occidental et axial) au cours du Sénonien (Mavrikas, 1993). Il en résulte alors la formation de brèches à matériel de type plate-forme dans le Bassin Ionien en Grèce (IGRS-IFP, 1966 *in* Mavrikas 1993; Fleury 1980) et d'importantes lacunes dans les domaines occidental et axial de la plate-forme de Gavrovo. Enfin, l'auteur conclut qu'on est en présence d'une répercussion des collisions qui se sont produites entre la plaque d'Apulie et d'Europe (Fleury, 1980; Mavrikas, 1993).

Cette situation semble concorder avec le contexte géodynamique alpin en compression (*transpressional collision structures*) de la période Crétacé-Éocène (Linzer et al., 1995 ; Wagreich, 1995 ; Golonka et al., 2004 ; Picha, 2002 ; Carminati et Doglioni, 2004 ; Graham Wall et al., 2006), reconnue pour avoir produit pareils états dans d'autres domaines de la plaque d'Apulie, tel que dans les plate-formes de l'Apennin Central (Casabianca et al., 2002) en Italie et dans le Bassin *Northern Calcareous Alps* (Wagreich, 1995; Neubauer et al., 1995) en Autriche.

Cependant, certaines réserves relatives à l'étroitesse des affleurements peuvent être émises sur quelques parties de l'étude menée en Grèce. Le fait d'être en présence d'un massif unique situé dans une vaste plate-forme se prolongeant jusqu'au Nord de l'Albanie (Fig. 2), ne permet pas d'outrepasser la limite locale de l'application de l'hypothèse de Mavrikas. Par conséquent, on ne peut mesurer sa validité sur une échelle régionale, c'est-à-dire sur l'ensemble Gavrovo-Kruja de la marge passive d'Apulie.

De plus, l'absence de brèches à fragments de plate-forme observables sur le terrain dans les secteurs frontaliers du Bassin Ionien avec la plate-forme de Gavrovo, ne permet pas de conforter cette hypothèse.

En revanche, une situation plus avantageuse se présente dans la plate-forme de Kruja en Albanie où l'on dispose de beaucoup plus d'éléments favorables, tel que:

- un chapelet de huit massifs carbonatés (Fig. 3), situé dans le prolongement de la plate-forme de Gavrovo en Grèce, dont sa constitution est comparable;
- des affleurements orientaux, les massifs de Makareshi et de Kruje-Dajt, (Heba, 1997), où la sédimentation carbonatée crétacée est apparemment continue;
- des affleurements occidentaux, les massifs de Kulmaka et de Qeshibeshi, qui témoignent, comme en Grèce, de la présence d'importantes lacunes fini-crétacé-éotertiaires et des différents régimes de sédimentation s'exerçant de part et d'autre de celles-ci ;
- un secteur entre les massifs de Kulmaka et de Tomori, où la transition entre les faciès de la plate-forme de Kruja et ceux du Bassin Ionien serait facilement identifiable au niveau de l'affleurement.

La plate-forme de Kruja serait donc un lieu particulièrement intéressant pour tester, voir, vérifier l'existence du décrochement longitudinal, supposé par Mavrikas (1993). Celui-ci, si confirmé, permettra d'étendre cette hypothèse à l'ensemble Kruja-Gavrovo. La juxtaposition des secteurs affectés par les déformations et où la subsidence est demeurée importante (lieux à séries dites "complètes"), suscite l'intérêt, dans les conditions de fonctionnement propres à la plate-forme, pour la recherche des relations possibles entre une évolution gouvernée par la tectonique et une évolution sédimentaire.

Problématique locale

Afin de répondre à la problématique régionale relative à l'existence d'un bouleversement fini-crétacé-éotertiaire durant l'évolution sédimentaire de l'ensemble Kruja-Gavrovo, identifié en partie à Gavrovo, une révision générale de la stratigraphie et de la sédimentologie de la plate-forme de Kruja dans l'intervalle Crétacé-Paléogène est entreprise. Cette démarche est dictée par l'insuffisance des connaissances géologiques antérieures sur la plate-forme de Kruja en Albanie et par les nombreuses interrogations qui en découlent.

Les travaux antérieurs

Les premières observations à caractère géologique sur la série carbonatée de la Zone de Kruja en Albanie remontent aux travaux d'une équipe russe (Danilov et Soboljev, en 1957 ; communication écrite de Xh. Konçi, ISPGJ). Les auteurs ont établi une carte géologique au 1/25 000 de la région de Kruja et ont levé une coupe dans le massif de Makareshi.

Dans ce massif, ils ont isolé les dépôts calcaires et les calcaires dolomités d'âge Crétacé supérieur. Ces derniers, après une lacune marquée par la présence de bauxites riches en fer sont surmontés par des calcaires à grosses Nummulites de l'Eocène inférieur et moyen.

En 1967, Diamanti établit une description des éventuelles roches-mères d'hydrocarbures dans le massif de Makareshi, à savoir, les schistes bitumineux d'âge Crétacé supérieur. Ceux-ci sont disposés dans la coupe lithostratigraphique à 450-410 m au-dessous du toit des calcaires cristallins à rognons de silex d'âge Éocène inférieur-moyen.

En 1968, Gjata et al. présentent les premiers résultats de leur étude sur la limite Crétacé-Tertiaire dans la Zone de Kruja. À partir des observations faites sur les massifs de Makareshi et de Kruje-Dajt, les auteurs ont constaté que les dépôts carbonatés d'âge Éocène reposent en discordance stratigraphique (lacune) sur les dépôts du Crétacé supérieur et que cette lacune de dépôts correspond, selon les endroits, à un horizon de bauxites.

En 1971, Kondo et al. signalent pour la première fois, la possible existence d'une unité tectonique intermédiaire entre la Zone de Kruja et la Zone Ionienne. Les auteurs fournissent des données recueillies dans les coupes représentatives des massifs de Kulmaka et de Qeshibeshi (Zone de Kruja), et du massif de Tomorri (Zone Ionienne).

En 1977, Dalipi et al., citant un rapport interne d'I.G.J.N. (Kondo, 1965), indiquent dans le massif de Kruje-Dajt la présence de calcaires d'âge Albien-Cénomanien (le passage Crétacé inférieur-Crétacé supérieur) sans pour autant révéler l'épaisseur et la position de ces dépôts dans la coupe litho-stratigraphique .

Les travaux de Peza (1968, 1973, 1975, 1977, 1982), présentent les premières tentatives d'apporter des précisions sur la chronostratigraphie de la série carbonatée de la Zone de Kruja dans le cadre d'études successives portant sur les affleurements des massifs de Kruje-Dajt, de Makareshi et de Tervolli. Ces travaux précisent et complètent les connaissances antérieures sur la chronostratigraphie (Santonien à Maastrichtien et Paléogène).

En 1982, dans le cadre de l'exploration pétrolière, Shteto et al. établissent la cartographie de la région Potom-Kulmake. En ce qui concerne la stratigraphie, les auteurs relèvent dans le massif de Kulmaka la présence des calcaires néritiques du Crétacé supérieur et du Paléocène-Éocène. Cette série carbonatée est surmontée par le flysch de l'Oligocène, discordant à l'Ouest et en contact tectonique à l'Est du massif. Pour la tectonique, la carte au 1/25 000 montre la présence des failles NNO-SSE et SO-NE à l'intérieur du massif (des failles normales selon les auteurs) et d'un accident inverse (retro-chevauchement) à l'extrémité sud-ouest du massif.

Entre 1999 et 2002, d'autres travaux menés par des équipes d'exploration pétrolière (Koroveshi et al., 1999 ; Nakuci et al., 2001; Yzeiraj et al., 2002), apportent des précisions stratigraphiques sur les coupes représentatives des massifs de Kulmaka, de Qeshibeshi, de Kakarriqi et de Renci, de Kulmaka et sur les forages profonds dans le massif enterré d'Ishmi. Les auteurs y appliquent la biozonation de Fleury (1980) et concluent que ces massifs sont constitués principalement par des calcaires néritiques du Crétacé supérieur, et en partie par des calcaires néritiques du Paléocène-Éocène et des calcaires pélagiques d'âge Éocène. Enfin, ils déduisent que ces derniers sont discordants sur les calcaires néritiques crétacés.

Problématique

Le bilan des connaissances actuelles de la série carbonatée de la plate-forme de Kruja en Albanie révèle certaines incertitudes qu'on peut regrouper en cinq volets:

1. *Biozonation erronée ou incomplète* : Les missions réalisées sur le terrain en 1999, 2002 et 2003 ont démontré que le substrat carbonaté (les dépôts les plus anciens) dans les massifs de Qeshibeshi et Kulmaka est d'âge Crétacé inférieur (Aptien-Albien) - Crétacé supérieur basal (Cénomainien). Ce qui contraste avec la datation, Crétacé supérieur (Sénonien), donnée dans les études de Kondo et al. (1971), Shteto et al. (1982) et Yzeiraj et al. (2002). Quant aux travaux de Peza (1968, 1973, 1975, 1977, 1982), ils ne présentent qu'une "illustration" de la chronostratigraphie pour le Crétacé supérieur avec des foraminifères significatifs sans une biozonation pertinente tel que celle de Fleury, (1980) ;
2. *Présence de lacunes importantes non identifiées* : Les études précédentes : Gjata et al. (1968), Kondo et al. (1971), Shteto et al. (1985), Yzeiraj et al. (2002), ont démontré l'existence dans les massifs de Makareshi, de Kruje-Dajti et de Qeshibeshi d'une lacune "classique", soulignée parfois par les bauxites à la limite du Crétacé-Tertiaire. D'autres lacunes plus importantes (jusqu'à 60 Ma) ont été constatées récemment (missions de terrain de 1999, 2002 et 2003) dans les massifs de Kulmaka et de Qeshibeshi. Elles couvrent la période Crétacé supérieur (partie basale) jusqu'à l'Éocène;
3. *Erreurs ou incertitudes d'interprétation de la structure* : La présence d'une organisation récifale d'hauteur limitée (biostrome), constituée de rudistes entiers en position de vie, dans ce qui a été considéré selon Peza (1982) le flanc occidental d'une structure anticlinale renversée (massif de Kruje-Dajti), nous a permis de réinterpréter la structure (Heba, 1997), la définissant comme une lame monoclinale (écaille) chevauchée vers l'Ouest.

D'autres éléments, tel que des accidents tectoniques et leurs témoins (miroirs de failles, stries) ainsi que l'existence de blocs séparés par des failles, sont relevés durant la mission de terrain de 2003 dans le massif de Kulmaka, considéré jusqu'alors comme un dôme anticlinal (Koroveshi et al., 1999; Yzeiraj et al., 2002);

4. *Étude insuffisante des faciès*, et par conséquent aucune interprétation de ces faciès en fonction du milieu de sédimentation (plate-forme interne ou externe, milieu confiné ou sous influence du large) n'a été réalisée. Dans toutes les études antérieures on parle de calcaires à rudistes sans en préciser la nature : lumachelles, biostromes ou *patch-reefs* (Aigner, 1985 ; Kidwell et al., 1986). Par ailleurs, des faciès typiques de milieu confiné tel que, les calcaires laminés, les dolomies bioturbées, les dolomies à fenestrae et les dolomies laminées à figures de dessiccation (Heba, 1997), observés dans les massifs de Makareshi et de Kruje-Dajti, n'ont jamais été décrit précédemment ;
5. *Étude incomplète de la diagenèse* : Dans la plupart des références, on constate une terminologie différente désignant les faciès affectés par la dolomitisation (diagenèse): calcaires dolomités, (Kondo et al. 1971); calcaires dolomitiques (Dalipi et al., 1977); dolomies épigénétiques et dolomies à résidus de calcaires (Peza 1968, 1973, 1975, 1977, 1982). Cependant, aucune étude ni argumentation ne sont fournies quant au processus de dolomitisation partielle ou totale. On sait par contre, (Purser, 1975, 1980) que la signification de la diagenèse (précoce ou tardive) permet de distinguer le milieu de dolomitisation. Pour une diagenèse précoce, le milieu de dolomitisation est marin évaporitique ou supratidal alors que pour une diagenèse tardive, la dolomitisation est due à l'enfouissement.

De ce fait, on peut dire qu'une étude détaillée de la plate-forme de Kruja en Albanie est plus que nécessaire afin de mieux comprendre l'organisation locale de cette plate-forme et son histoire à l'intérieur de l'évolution générale du domaine téthysien durant l'intervalle Crétacé-Éocène. Elle doit être menée à l'image des études contemporaines effectuées sur les plate-formes équivalentes appartenant à la marge passive d'Apulie

OBJECTIFS DE LA RECHERCHE

Le but de cette recherche est d'analyser la plate-forme carbonatée de Kruja dans l'intervalle Crétacé-Éocène en se basant sur des études biostratigraphiques et sédimentologiques, ainsi que sur une nouvelle interprétation paléogéographique des éléments obtenus.

Tout d'abord, on souligne l'importance d'établir une biozonation exacte, selon les éléments biostratigraphiques présentés par Fleury (1980), de la série carbonatée datée jusqu'à présent, en général, du Crétacé supérieur à Paléogène. Disposant de critères biostratigraphiques, (connaissance de foraminifères particuliers caractérisant les biozones) utilisables sur le terrain, il est possible de comparer les faciès visibles sur une tranche temporelle aussi importante que permis. Cette biozonation détaillée permet alors de distinguer les lacunes stratigraphiques et leurs durées respectives.

Les données biostratigraphiques encouragent le développement du volet sédimentaire de la recherche, permettant de distinguer la complexité des faciès, appelés jusque là, calcaires et dolomies. Ensuite, l'interprétation des faciès en fonction des milieux de sédimentation, conduit à établir un modèle de substitution où

chaque faciès correspond soit à un milieu propre à une plate-forme carbonatée (interne ou externe), soit à un milieu profond de type bassin.

Sur les massifs carbonatés où la sédimentation est apparemment continue (massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi), on cherchera à établir l'éventail des faciès de la plate-forme interne, en milieu confiné. Alors que sur le massif de Kulmaka où d'importantes lacunes de sédimentation sont observées, on expliquera la sédimentation très différenciée qui traduit la progradation des conditions de la plate-forme vers les milieux ouverts, récifaux et pélagiques, suite aux mouvements tectoniques engagés vers la fin du Crétacé et qui se sont amplifiés au début de l'Éocène.

La connaissance et l'interprétation de la disposition structurale des massifs carbonatés et des failles connues et celles probables dans le passage vers le bassin Ionnien, permettent de mieux cerner les différences de sédimentation de la plate-forme.

Finalement, l'ensemble de ces éléments et la comparaison avec la plate-forme analogue de Gavrovo en Grèce, permettront de reconstituer l'évolution de la plate-forme de Kruja pendant l'intervalle Crétacé-Éocène et de distinguer ainsi ce qui est propre à la plate-forme et ce qui est dû à la tectonique régionale à l'intérieur de la marge passive d'Apulie.

APERÇU DES MÉTHODES DE TRAVAIL

La méthodologie retenue pour cette recherche est conforme aux méthodes traditionnelles d'études de terrain et de laboratoire en sédimentologie et en

stratigraphie des dépôts carbonatés. Elle emploie des approches différentes mais néanmoins complémentaires.

La cartographie des calcaires et leur subdivision sont réalisées en se rapportant à la biostratigraphie du Crétacé inférieur (terminal) et à la biozonation du Crétacé supérieur de Fleury (1980, Fig. 5), et à son échelle présentée pour le Paléogène.

L'attention est portée : (1) d'une part, sur le diagnostic des microfossiles index tel que, les foraminifères benthiques (Rhaydioninidés et Alveolinidés) et les foraminifères pélagiques (Globotruncanidés et Globigerinidés), qui permettent la biozonation de l'intervalle étudié ; et (2) d'autre part, sur le diagnostic des microfossiles qui caractérisent la paléoécologie des milieux différents d'une plate-forme carbonatée (Fleury, 1980 ; Mavrikas 1993) tel que, les rudistes et les algues Dasycladales (milieu subtidal), les Madrépores, les Échinodermes et les Orbitoides (milieu de barrière), et les gastéropodes, les algues Udotéacées, les algues Charophytes, Rhaydioninidés, Discorbidés et Microcodium (milieu émergé).

L'analyse des faciès sur le terrain, associée à l'étude des lames minces est basée sur la classification texturale des roches carbonatées, proposée par Wright (1992). L'étude des lames minces porte sur 319 échantillons (lames minces) prélevées sur l'ensemble des coupes analysées : la coupe de l'Escalier et celle de La Route, appartenant respectivement aux massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi (premier chapitre) ; les coupes de I à XVI dans le massif de Kulmaka (troisième chapitre) ; et la coupe du massif de Qeshibeshi (quatrième chapitre). Les faciès identifiés dans ces coupes sont interprétés en distinguant les différents milieux d'une plate-forme carbonatée (*shallow carbonate platform*), tels que définis par Walker and James (2000).

Les analyses géochimiques incluant la calcimétrie, les mesures du Sr, les mesures isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) et celle de Terres Rares (REE) sont réalisées sur 96 échantillons provenant des coupes de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt) et de La Route (massif de Makareshi). Les résultats obtenus sont comparés avec ceux de l'analyse sédimentologique et séquentielle. Ils démontrent les influences de la diagenèse dans le signal géochimique, permettent l'identification d'une nouvelle émersion et caractérisent certains environnements (deuxième chapitre).

Les fonds topographiques à 1/25 000, les cartes géologiques et tectoniques d'Albanie au 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 1983) et au 1/25 000 (Shteto et al., 1982), et les données des derniers travaux menés par les entreprises d'exploration pétrolière (Koroveshi et al., 1999 ; Nakuci et al., 2001; Yzeiraj et al., 2002), obtenues par le biais du Centre de Recherches des Hydrocarbures de Fieri (Albanie), sont exploités dans cette recherche.

Les méthodes de travail citées précédemment, sont amplement développés dans la présente thèse au niveau de chacun des chapitres abordés, dépendamment de la problématique spécifique étudiée.

PRÉSENTATION DE LA THÈSE

La présente thèse est composée de sept parties à savoir, l'introduction, les cinq chapitres consignant les résultats de la recherche et la conclusion.

Dans l'introduction, on présente le cadre paléogéographique et structural, régional et local, dans lequel se situe la plate-forme carbonatée de Kruja, la

problématique, les objectifs ainsi que la méthodologie adoptée pour la réalisation de cette recherche.

Le chapitre I présente l'article en français, publié en 2006 par Grigor Heba et Gilbert Prichonnet dans le *Bulletin de la Société Géologique de France* (tome 177, numéro 5, pages 249-266). Dans ce chapitre on traite la sédimentation dans la Partie orientale de la plate-forme de Kruja à travers les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi. On y aborde : une révision de la stratigraphie de l'intervalle Crétacé terminal-Éocène ; une première distinction ainsi qu'une analyse détaillée des faciès et des environnements ; une subdivision des cycles sédimentaires ; et enfin, une corrélation et une comparaison entre les deux massifs.

Le chapitre II présente l'article en anglais, sous presse dans *Geologica Carpathica* et dont les auteurs sont Grigor Heba, Gilbert Prichonnet et Abderrazzak El Albani. Dans ce chapitre, on confront les résultats des analyses géochimiques (calcimétrie, Sr, REE, $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) et sédimentologique des carbonates dans les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi qui caractérisent la Partie orientale. Cela ayant permis de mettre en évidence l'influence de la diagenèse des carbonates dans le signal géochimique initial, l'émersion au Campanien moyen correspondant à un événement global et la caractérisation géochimique de certains environnements.

Le chapitre III présente l'article en français, sous presse dans le *Bulletin de la Société Géologique de France* par Grigor Heba et Gilbert Prichonnet. Dans ce chapitre on traite la sédimentation dans la Partie occidentale de la plate-forme de Kruja à travers le massif de Kulmaka, où des lacunes majeures et des brèches sont relevées. Il s'agit d'une phase cruciale pour la reconstitution de l'évolution sédimentaire de la plate-forme de Kruja. Ce chapitre aborde l'analyse sédimentologique et biostratigraphique des dépôts anté-santoniens durant la période de stabilité de la plate-forme et ceux fini-crétacés-éocènes marquant sa période

d'instabilité. Il s'ensuit, une discussion approfondie sur la distinction des deux parties de la plate-forme, sa corrélation avec le Bassin Ionien et sa comparaison avec la plate-forme équivalente de Gavrovo en Grèce. Ce qui nous amène à une interprétation paléogéographique de l'ensemble Kruja-Gavrovo durant l'intervalle Crétacé-Eocène.

Dans le chapitre IV on présente une revue des connaissances sédimentologiques et stratigraphiques acquises au niveau d'autres massifs de la plate-forme de Kruja, exposant les caractéristiques similaires soit à la Partie orientale (massifs de Renci de Kakarriqi et de Tervolli), soit à la Partie occidentale (massifs de Qeshibeshi et d'Ishmi). Ce qui permet de compléter le panorama de la partition longitudinale de la plate-forme de Kruja.

Dans le chapitre V, on aborde les corrélations régionales proposées pour la Partie Orientale et la Partie Occidentale de la plate-forme de Kruja-Gavrovo, appartenant aux Hellénides. Une discussion générale est menée, permettant de synthétiser la division longitudinale des deux parties et ouvrant sur d'intéressantes perspectives à de futures recherches.

Enfin, en conclusion, on présente les faits saillants de la recherche et les principaux résultats ayant permis l'atteinte des objectifs fixés, démontrant ainsi l'importance et la pertinence de ce travail.

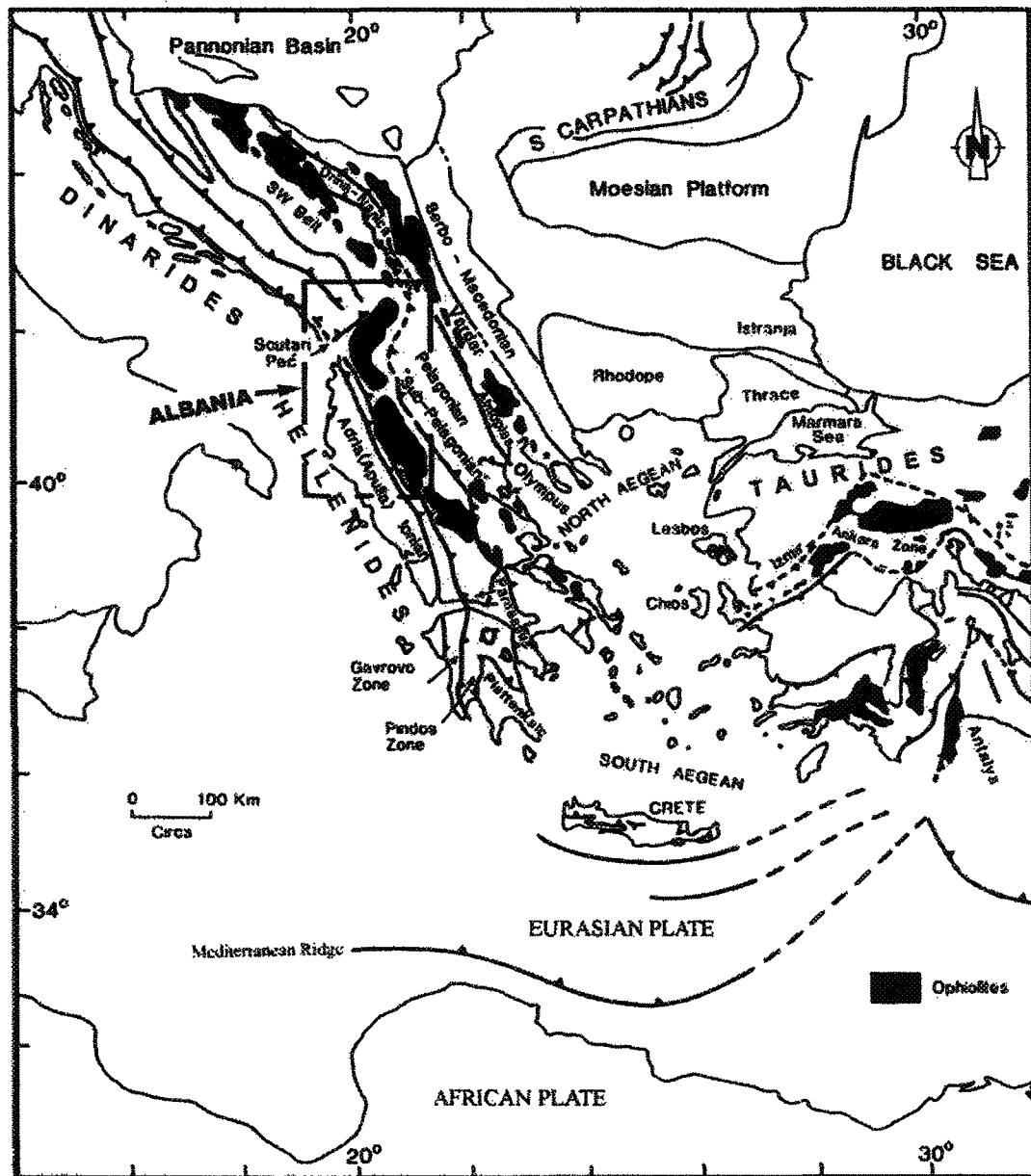


Fig.1. Localisation de l'Albanie selon la carte tectonique de la région Est Méditerranéenne (tirée de Robertson et Shallo, 2000).

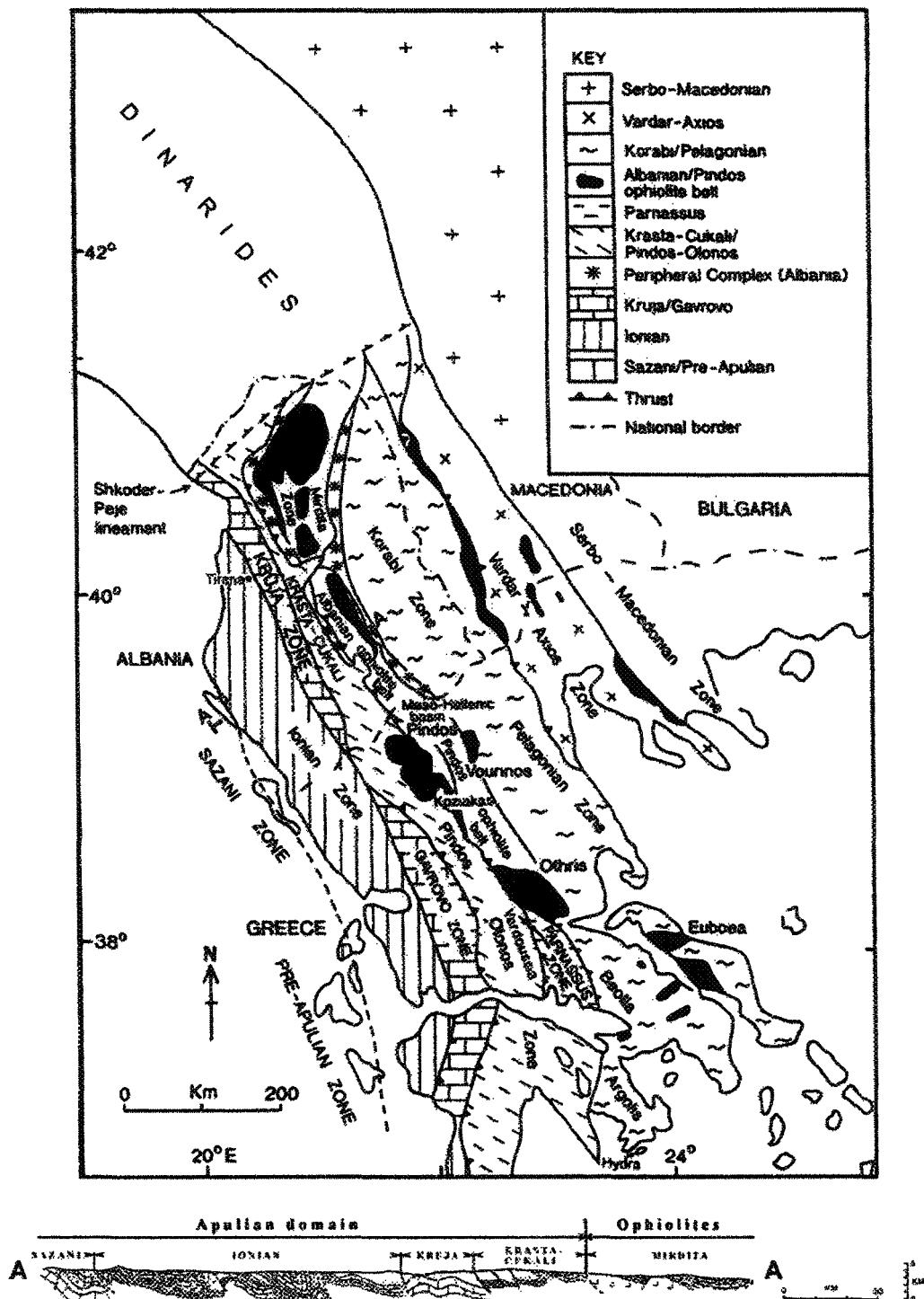


Fig.2. Esquisse des unités tectonostratigraphiques des Hellenides (Albanie, Grèce et Macédoine) et coupe transversale illustrant leurs positions au Sud de l'Albanie (tirée de Robertson et Shailo, 2000).

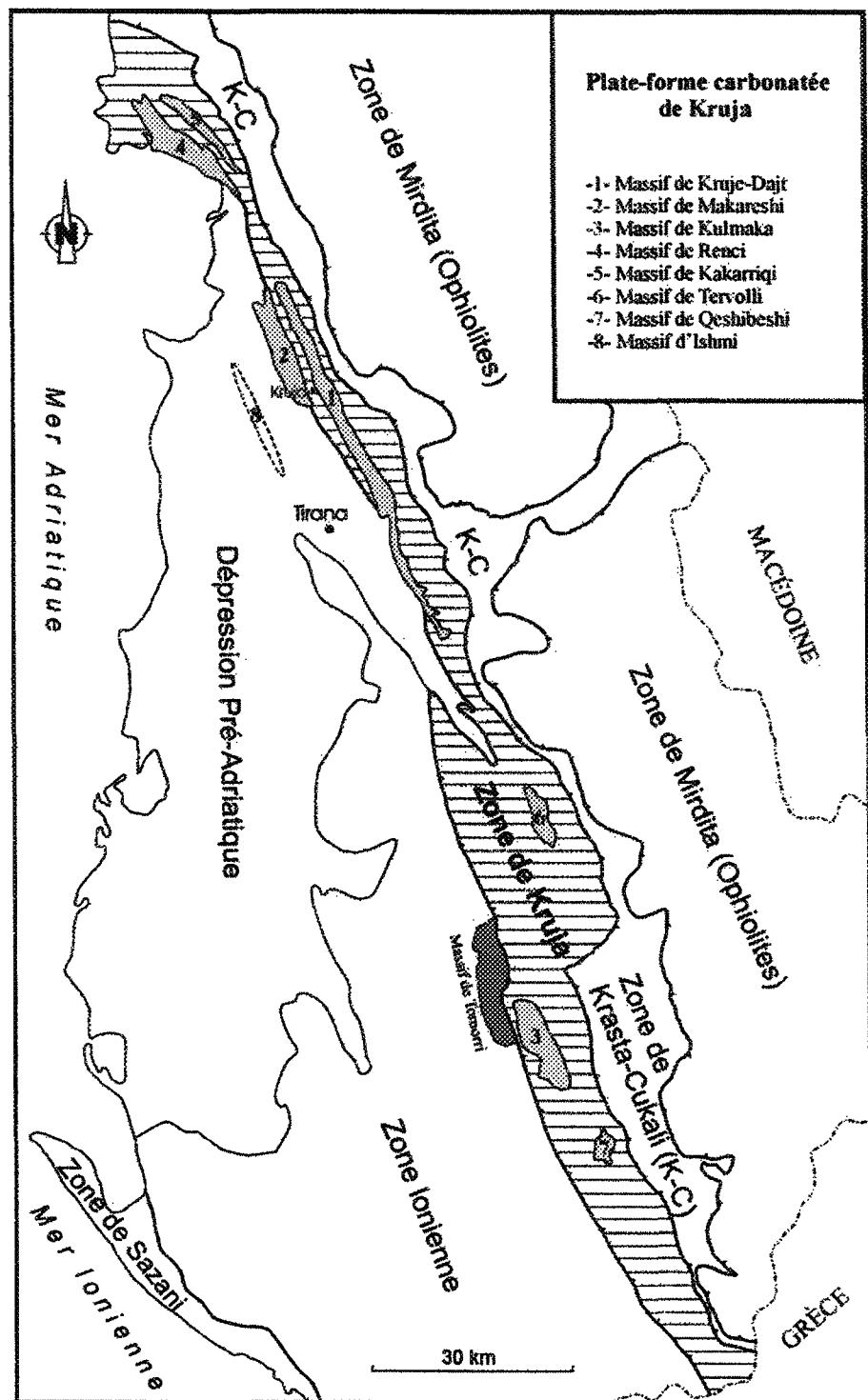


Fig.3. Localisation des massifs carbonatés de la plate-forme de Kruja selon la carte tectonique de l'Albanie (ISPGI-IGJN, 1983).

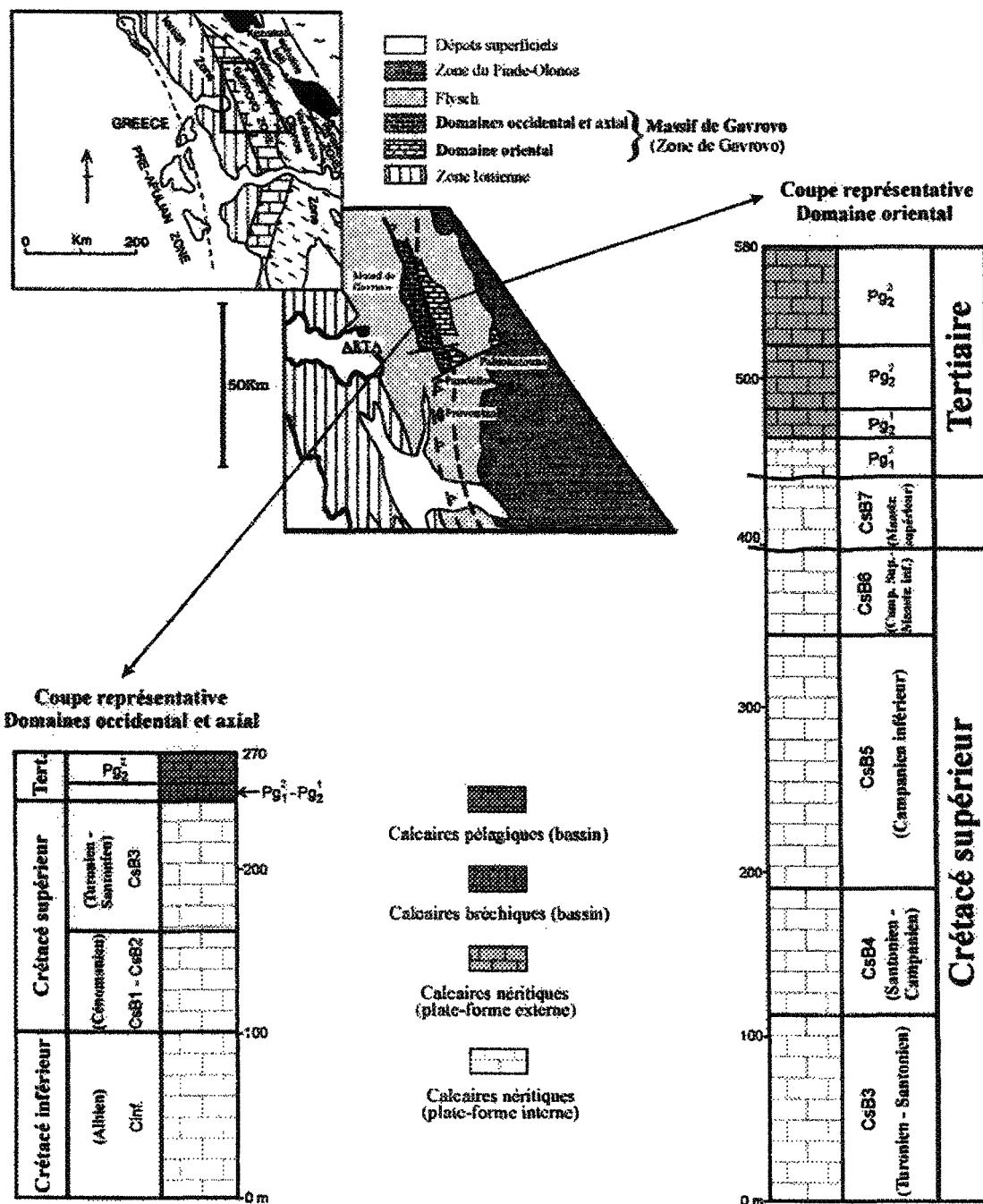


Fig.4. Schéma de localisation du massif de Gavrovo en Grèce et deux coupes représentatives des domaines du massif, occidental-axial et oriental, reconstituées et simplifiées d'après les données de Mavrikas (1993) et Landrein et al. (2001).

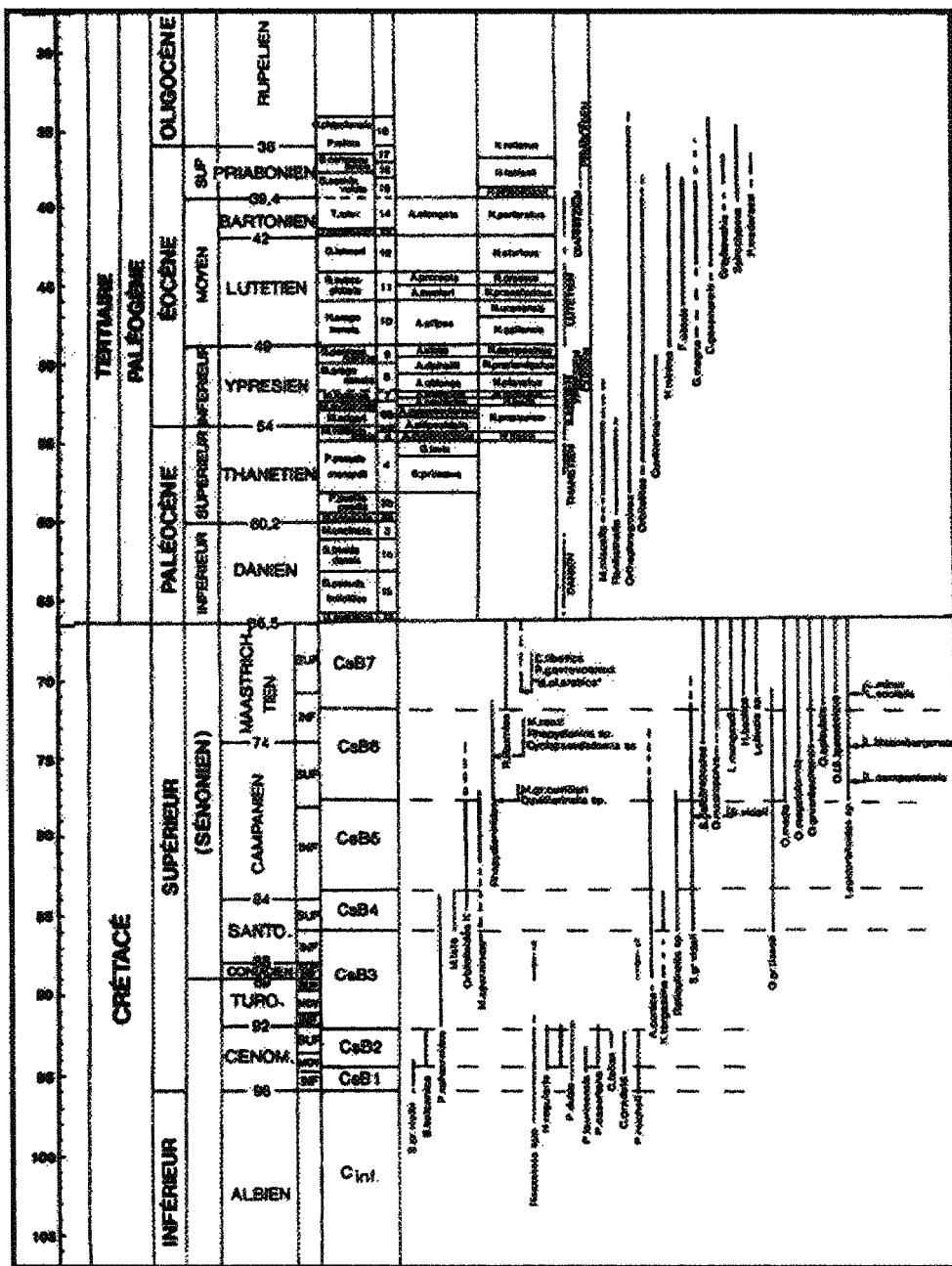


Fig. 5. Cadre chronologique, biozonation pour le Crétacé supérieur et éléments biostratigraphiques (foraminifères benthiques et planctoniques) pour le Paléogène (d'après Fleury, 1980).

CHAPITRE I

SÉDIMENTATION DANS LA PARTIE ORIENTALE DE LA PLATE-FORME :

**L'INTERVALLE CRÉTACÉ TERMINAL-ÉOCÈNE DE LA
MARGE PASSIVE D'APULIE EN ALBANIE (MASSIFS DE
KRUJE-DAJT ET DE MAKARESHI, ZONE DE KRUJA) :
FACIÈS, ORGANISMES ET CYCLES SÉDIMENTAIRES D'UNE
PLATE-FORME CARBONATÉE**

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 publié dans le Bulletin de la Société Géologique de France, v. 177, 5, 249-266
(2006).

1.1 RÉSUMÉ

Deux coupes, appartenant respectivement aux deux massifs de carbonates de Kruje-Dajt et de Makareshi dans la plate-forme carbonatée de Kruja (partie de la marge passive d'Apulie en Albanie) et couvrant la période qui s'étend du Crétacé supérieur à l'Éocène, sont analysées du point de vue de la biostratigraphie, de la lithologie et de la stratigraphie séquentielle.

La biozonation appliquée pour le Crétacé supérieur à partir des foraminifères benthiques (CsB4, CsB5, CsB6 et CsB7) complète de manière substantielle la stratigraphie de cette région et pour cette période.

Sur le plan lithologique, onze faciès (F1 à F11), caractérisant les dépôts du fini-Crétacé-Paléogène, sont décrits pour la première fois. L'interprétation de ces faciès en terme de milieu de dépôt a conduit à leur intégration dans un modèle théorique ; et ainsi, la série carbonatée fini-crétacé-paléogène a été divisée en quatorze séquences de dépôt dans le massif de Kruje-Dajt et en sept séquences dans le massif de Makareshi. Une dolomitisation précoce, de type sebkha, affecte souvent les faciès.

Les deux coupes représentent un environnement globalement homogène, très peu profond-infratidal à supratidal, bien que des fluctuations des milieux soient mises en évidence sur la plate-forme, à l'échelle locale et/ou temporelle. Celles-ci sont dues fréquemment aux variations eustatiques et au moins dans deux situations très évidentes à des instabilités de la plate-forme, ce qui entraîne des émersions et des lacunes de durée variable (environ 20 et 3 Ma) vers la fin du Crétacé et début de l'Éocène.

1.2 ABSTRACT

Two sections, respectively in the Kruje-Dajt and Makareshi massifs of the Kruja Zone carbonate platform (located in the Apulian passive margin of Albania), and representing a period which extends from the Late Cretaceous to the Eocene, have been studied from several points of view: biostratigraphy, lithology and sequence stratigraphy.

The proposed biozonation for the Late Cretaceous which has been established with benthic foraminifera (CsB4, CsB5, CsB6 and CsB7) improves substantially the stratigraphy for this period in this region.

Eleven different facies (F1 to F11) characterise the Upper Cretaceous-Paleocene-Eocene carbonate sediments, and are distinguished for the first time. Fourteen sequences in the Kruje-Dajt massif and seven sequences in the Makareshi massif are recognized, using sedimentological criteria and clearly distinguished according to an established model for calcareous facies of this platform. Intense early dolomitization (sabkha type) is generally superimposed on the facies.

The two sections represent a mostly homogeneous environment, evolving from the infra to supratidal environments. However, small variations of subenvironments are observed and linked to local and temporary variations of the platform. They are attributed to frequent eustatic fluctuations, and in two cases at least to instabilities of the platform which had cause emergences and temporal discontinuities at the end of Cretaceous and early Eocene times (ca 20 and 3 Ma).

1.3 INTRODUCTION

Stratigraphie générale

La Zone de Kruja en Albanie (Papa, 1970 ; Peza, 1973, 1975, 1977, 1982 ; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Heba, 1997 ; Meço et Aliaj, 2000, Robertson et Shallo, 2000, Carminati et Doglioni, 2004), représente une plate-forme de type bahamien liée à la marge passive d'Apulie (Fig.1).

La succession sédimentaire de la Zone de Kruja est constituée de puissants dépôts de carbonates néritiques (environ 1,5 km d'épaisseur) caractéristiques de milieu subtidal à supratidal, connus localement depuis le Crétacé basal. Puis, une lacune stratigraphique, pas toujours clairement définie, débute à la partie supérieure du Maastrichtien (biozone CsB7 ; Heba, 1997) et se prolonge, selon les endroits, jusqu'à l'Eocène inférieur (Gjata et al., 1968). À cette lacune peut correspondre la formation de bauxites (Duraj, 1969 ; Peza, 1973). La séquence continue avec des calcaires en plaques, organogènes, à *Nummulites* et *Discocyclines* (Eocène moyen) témoignant d'un milieu subtidal peu profond de type plate-forme ouverte. Au-dessus de ces calcaires, l'horizon des « marnes de passage » d'âge Éocène supérieur (Gjata et al., 1968 ; Papa, 1970 ; ISPGJ-IGJN, 1983), marque la transition avec le flysch de l'Oligocène, ordinairement concordant. C'est une plate-forme carbonatée, d'apparence stable, ayant occupé une vaste surface pendant une période d'environ 62 millions d'années (Ma).

Dans ce travail, on étudie la partie centrale de la zone de Kruja, les massifs carbonatés de Kruje-Dajt et Makareshi (Fig. 1), représentant deux unités tectoniques, type écailles, séparées par une bande de flysch. L'unité de Kruje Dajt est chevauchée à l'Est par la série pélagique, triasique-crétacée, de la sous-Zone de Krasta

(Zone de Krasta-Cukali), tandis que celui de Makareshi est transgressé à l'Ouest par les séries clastiques miocènes de la dépression Pré-Adriatique.

L'étude se propose de répondre à plusieurs questions : (1) quels environnements représentent les différents types de calcaires et dolomies qui constituent ces deux massifs ? (2) comment la série, attribuée au Crétacé supérieur, peut-elle être corrélée avec les biozonations établies auparavant dans les plates-formes semblables en Grèce (Zone de Gavrovo-Tripolitza) ? (3) peut-on coupler ces biozonations avec l'évolution du niveau marin relatif (cycles régression-transgression) ? (4) quelle est l'importance de la lacune au passage K-T ? et enfin, (5) peut-on corrélérer les différents termes lithologiques de ces massifs situés à la transition de la limite K-T en se basant sur l'apport de la stratigraphie séquentielle et sur le cadre biostratigraphique, qui est largement complété ici ?

Deux coupes, l'une du massif de Kruje-Dajt (l'Escalier) et l'autre du massif de Makareshi, (la Route) sont étudiées sous l'angle de la sédimentologie, la biostratigraphie, la lithologie et la stratigraphie séquentielle. Les résultats serviront pour établir des corrélations dans cette plate-forme et à l'échelle régionale (Apulie) dans le domaine néritique des zones équivalentes de la zone de Kruja.

1.4 MÉTHODES D'ÉTUDE

L'étude porte sur 210 échantillons (lames minces, surfaces polies) pour la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt) et 212 échantillons pour la coupe de la Route (massif de Makareshi). L'analyse des faciès sur le terrain et au microscope est basée sur l'hypothèse que les textures observées dans ces échantillons résultent d'une combinaison de trois facteurs : le régime de dépôt, l'activité biologique et la

diagenèse. Les faciès distingués seront interprétés en distinguant un milieu subtidal ouvert et un milieu moins profond, intertidal-supratidal, ce qui permettra ensuite l'établissement d'un modèle sédimentologique indispensable pour l'analyse séquentielle appliquée, *sensu* Cross (Proust, 1994).

La biostratigraphie est réalisée grâce au diagnostic en lames minces des microfossiles spécifiques : les foraminifères benthiques (Rhaydioninidés et Alveolinidés) et d'autres organismes tels que les rudistes, gastéropodes et algues. On utilisera la biozonation établie pour le Crétacé supérieur par Fleury (1980) et l'échelle présentée par cet auteur pour le Paléogène :

- a) Biozone CsB4, ou "Zone à *Murgella lata*", attribuée à la limite Santonien-Campanien ("Santonien supérieur"). Il s'agit d'une "zone d'extension maximale" de l'espèce-index. En son absence, la limite inférieure de cette zone correspond à l'apparition de *Reticulinella* sp.; sa limite supérieure correspond à la disparition de *Pseudocyclammina sphaeroidea* et de *Keramospherina tergestina*, et elle est de peu postérieure à l'apparition des "Orbitolinidés K".
- b) Biozone CsB5, ou "Zone à "Orbitolinidés K" et *Moncharmontia apenninica* s.s.", attribuée au "Campanien inférieur". Il s'agit d'une zone hétérogène, comprise entre la disparition de *M. lata* et la disparition de *M. apenninica* et de *Rotorbinella scarsellai*.
- c) Biozone CsB6, ou "Zone à Rhaydioninidés", attribuée à "Campanien ? - Maastrichtien p.p. Il s'agit d'une zone également hétérogène comprise entre l'apparition des premiers Rhaydioninidés et l'apparition de *Rhaydionina liburnica*. Sa limite supérieure sépare les Rhaydioninidés de la partie supérieure de la zone de l'apparition de *R. liburnica*.
- d) Biozone CsB7, ou "Zone à *Rhaydionina liburnica*", d'âge strictement maastrichtien, probablement supérieur ("Maastrichtien supérieur"; Fleury, 1980). Il s'agit d'une zone d'extension maximale de l'espèce index,

qu'accompagnent fréquemment "*Broeckinella* cf. *arabica*", *Laffitteina mengaudi* et des *Cuneolina* sp.

- e) Paléocène : il est caractérisé par la présence de Valvulinidés et Chrysalinidés associés vers le sommet à *Miscellanea* sp., *Ranikolthalia* sp. et *Operculina* sp.
- f) Éocène : il est caractérisé par les nummulites de grande taille (*Fabiania cassis*, *Chapmanina gasinensis*), *Alveolina* sp. et *Orbitolites* sp.

1.5 LITHOLOGIE ET BIOSTRATIGRAPHIE

Les deux coupes étudiées, appartenant aux deux massifs (Fig. 1), sont décrites brièvement. 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). Les fossiles caractéristiques des biozones ont leur nom souligné.

Dans les deux coupes, de bas en haut, trois unités lithologiques sont observées: (1) calcaire et dolomite, (2) calcaire blanc micrograveleux et finement bioclastique et (3) calcaire à alvéolines allongées.

1.5.1 Coupe de l'Escalier (Massif de Kruje-Dajt)

Cette coupe (Fig. 2), d'épaisseur totale environ 600 m, représente la plus complète des coupes connues du Crétacé supérieur - Éocène de la Zone de Kruja. On y distingue les trois unités:

1- L'unité calcaire et dolomitique (ensembles a-g : 520 m)

Cette unité comporte de bas en haut les ensembles suivants :

- (a) Dolomies bréchiques en strates massives (50 cm et plus) sur environ 30 m sans aucune trace d'activité biologique ;

- (b) Alternance de dolomies bioturbées jaunes, calcaires gris à rudistes et calcaires laminés en petites strates (80 m). Les calcaires renferment les associations typiques de la biozone CsB4 *Murgella lata*, *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Reticulinella* sp., *Rotalia* cf. *scourensis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* et des Miliolidés ;
- (c) Calcaires en strates moyennes (15 à 30 cm) à rudistes alternant avec des strates épaisses de dolomies, des biostromes à rudistes, et des calcaires lumachelliques en petites strates (inférieur à 15 cm) sur environ 150 m. Les calcaires renferment les fossiles de la biozone CsB4, auxquels s'ajoutent *Girvanella*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Rotorbinella scarsellai*, Ophthalmidiidés, et *Aeolisaccus* sp. Au sommet de cette partie, le début de la biozone CsB5 est caractérisé par l'apparition des: "Orbitolinidés K", *Moncharmontia apenninica*, et *Accordiella conica* ;
- (d) Alternance de calcaires gris foncé en strates épaisses (30 à 50 cm) comportant des figures de courant, de dolomies épaisses et de quelques niveaux minces de calcaires lumachelliques (135 m). Les calcaires renferment des rudistes et les organismes de la biozone CsB5: *Rotorbinella*, *Accordiella conica*, *Moncharmontia* cf. *apenninica*, "Orbitolinidés K", Nubecularidés, Miliolidés et *Scandonea samnitica* ;
- (e) Alternance de dolomies sombres à fenestrae en strates épaisses (30 à 40 cm) et dolomies claires, laminées, à figures de dessiccation (55 m) ; on observe de rares *Aeolisaccus*, *Discorbis* et Miliolidés ;
- (f) Calcaires gris clair à rudistes (30m) en strates moyennes (15 à 30 cm). À la base de ce niveau débute la biozone CsB6, caractérisée par l'apparition des: *Rhapydionina* sp., *Cuneolina* sp., *Cyclopseudedomia hellenica*, *Cuvillierinella* sp., *Murciella renzi*, milioles et *Discorbis* ;
- (g) Prédominance de dolomies (environ 40 m), où alternent des strates minces (5 à 10 cm) de dolomies bioturbées, de dolomies à fenestrae et de dolomies

laminées. Les *Discorbis* et ostracodes y sont fréquents à côté de rares milioles, *Rhapydionina* sp. et de petits gastéropodes.

2- *L'unité de calcaire blanc micrograveleux et finement bioclastique (50 m)*

Cette unité succède à une discontinuité correspondant latéralement à des bauxites. La lacune est caractérisée par l'absence de la biozone CsB7 et elle est estimée à environ 3 Ma. Il s'agit de calcaires micritiques, en strates décimétriques à métriques renfermant des Miliolidés, *Discorbis*, Textularidés, *Coscinolina liburnica*, *Spirolina* sp., *Idalina* cf. *sinjarica*, *Valvulina* sp., *Cymopolia* sp., *Microcodium*, des charophytes et des madrépores caractérisant le Paléocène (Peza, 1973, 1977).

3- *L'unité de calcaire à alvéolines allongées (30 m)*

Cette unité, datée de l'Éocène moyen (Gjata et al., 1968; Peza, 1982), repose sur un mince niveau de bauxite (10 à 50 cm) soulignant une deuxième lacune de sédimentation d'environ 5 Ma (Éocène inférieur ; Gjata et al., 1968 ; Peza, 1973, 1977). Il s'agit de calcaires bicoclastiques à texture floatstone où dominent les *Nummulites* et *Discocyclines* (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Orbitolites* sp., *Operculina* sp., et l'espèce *Fabiania cassis*), renfermant aussi *Discorbis*, *Microcodium*, Miliolidés (*Quinqueloculina* sp., *Biloculina* sp., *Sigmoilina* sp.), Textularidés, Rotalidés, *Champanina* cf. *gassinenisis* et des charophytes.

1.5.2 Coupe de la Route (Massif de Makareshi)

Cette coupe (Fig. 3) montre une série épaisse d'environ 175 m. On y observe seulement les unités 1 et 3 de la coupe de l'Escalier. L'unité 2 est absente à cause d'une lacune de sédimentation.

1- *L'unité calcaire et dolomitique (parties a-c : 175 m)*

Cette unité comporte trois ensembles, de bas en haut:

- (a) la partie inférieure (75 m), caractérisée par une alternance de calcaires laminés gris prédominants et de calcaires lumachelliques en petites strates (5 à 15 cm), renfermant des débris de rudistes. Les calcaires renferment les fossiles caractéristiques de la biozone CsB5 : *Moncharmontia apenninica*, *Accordiella conica*, *Rotorbinella scarsellai*, *Murgeina apula*, *Cuneolina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Aeolisaccus kotori*, et des ostracodes ;
- (b) la partie médiane (70 m) présente une alternance de calcaires clairs, d'épaisseurs variables, renfermant des rudistes, et des dolomies sombres en strates épaisses (30 à 40 cm) avec des traces de bioturbation et des petits niveaux de calcaires bioconstruits (biostromes). La présence des associations caractéristiques de la microfaune et microflore permet de distinguer au début de cette partie la biozone CsB6 caractérisée par l'apparition de : *Murciella cuvillieri*, *Murciella renzi*, *Cuvillierinella* sp.. Dans les niveaux supérieurs les calcaires renferment les fossiles de la biozone CsB6, auxquels s'ajoutent *Girvanella*, *Rhapydionina* sp., *Laffitteina marsicana*?, Nubecularidés, Ophthalmidiidés, *Discorbis*, des gastéropodes très petits et des petites milioles ;
- (c) la partie supérieure (30 m) montre des strates d'épaisseurs très variables à prédominance dolomitique où alternent des dolomies à fenestrae, des dolomies claires laminées, des dolomies sombres bioturbées, et des calcaires clairs ou gris à Rudistes et parfois des gastéropodes. Les ostracodes et *Discorbis* y sont fréquents, avec de rares milioles, Ophthalmidiidés et Ataxophragmiidés.

3- L'unité de calcaire à alvéolines allongées (15 m)

Cette unité repose en discontinuité après une longue lacune de sédimentation d'environ 20.5 Ma (correspondant à la biozone CsB7 jusqu'à l'Éocène inférieur inclus), soulignée latéralement par de la bauxite en lentilles irrégulières. Il s'agit de

calcaires détritiques en strates épaisses (30 à 40 cm) avec la présence de rognons de silex concentrés surtout au milieu de l'unité. Ces calcaires renferment *Discocyclina scalaris*, *Discocyclina sella*, *Discocyclina nummulitica*, *Asterodiscus stellatus*, *Actinocyclina* sp., *Assilina* sp., *Nummulites globulus*, *Nummulites* cf. *atacicus*, *Archeolithothamnium* sp. et *Pellatispira* sp., caractérisant l'Éocène moyen (Gjata et al., 1968; Peza, 1982).

1.6 FACIÈS ET ENVIRONNEMENTS

Dans les deux coupes analysées des massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi on a pu identifier 11 faciès élémentaires (Planche 1), définis et interprétés pour la première fois (Tableau 1). Ceux-ci vont permettre d'établir des environnements de dépôt et de proposer un agencement latéral, depuis le milieu subtidal jusqu'à la zone supratidale.

1.6.1 Faciès

Faciès de calcaires laminés (F1)

Ce faciès de calcaires laminés correspond à des alternances entre très fines laminations et niveaux biodétritiques [foraminifères, fragments d'algues (*Thaumatoporella* sp.), parfois débris de rudistes et micropellets]. Ces alternances ne sont pas régulières, traduisant différents types d'organisation des microséquences : changement d'épaisseur des niveaux et de fréquence de l'alternance. On constate parfois l'association des laminations avec de gros pellets sombres d'origine fécale (coprolithes) cimentés par la calcite sparitique.

Ces structures laminées horizontales ondulées sont interprétées comme des tapis produits par l'activité des cyanobactéries, vivant en communautés complexes et répandues dans les milieux intertidaux actuels (Purser, 1980).

Faciès de calcaires lumachelliques (F2)

Ce faciès de calcaires lumachelliques (rudistes) est présent surtout dans la partie inférieure de la coupe de la Route. Il est constitué par les concentrations de débris variés de rudistes en couches de différentes épaisseurs et textures.

Généralement, on constate un mélange des débris de coquilles désagrégées, témoignant d'une longue exposition aux courants et de coquilles entières montrant un bon état de conservation. Ces constituants sont parallèles ou subparallèles à la stratification. Leur matrice est une biomicritique sombre, parfois à petits terriers ; elle renferme des foraminifères et des algues. Ces accumulations de rudistes sont organisées principalement en strates dont l'épaisseur est d'ordre pluricentimétrique à métrique (*bed organisation*, selon Kidwell et al., 1986). Les surfaces de contact avec les calcaires d'autres faciès sont peu ondulantes mais bien tranchées. Des concentrations des débris squelettiques en forme d'amas (*clump organisation*, selon Kidwell et al., 1986) sont aussi observés surtout dans la partie basale de la coupe de la Route.

Ce faciès traduit une dynamique sédimentaire de haute énergie. On peut attribuer ce rôle aux vagues de tempêtes en eaux très peu profondes (Aigner, 1982; Düringer, 1984). Ces accumulations correspondent aux "sedimentologic concentrations" (Kidwell et al., 1986); elles sont dues au transport hydraulique, et à une resédimentation des débris dans les milieux intertidal et subtidal (Kidwell et al., 1986 ; Ruberti, 1997 ; Carannante et al., 2000).

Faciès de calcaires bioconstruits (F3)

Le faciès de calcaires bioconstruits est une concentration de *Rudistes* entiers en position de vie et en disposition générale stratiforme. Il s'agit de biostromes (de type *patch reef*) organisés en strates massives (0,5 à 1 m). Les rudistes sont bien préservés, surtout au sommet des couches, où sont identifiés les genres suivants: *Durania*, *Hippurites*, *Hippuritella*, *Radiolites* avec l'espèce *Radiolites acuticostata* (Peza, 1973). Ces biostromes contiennent parfois des fragments de brachiopodes et bivalves (genre *Inoceramus* et l'espèce *Inoceramus* ex-gr. *salisburgensis* (Peza, 1973).

Ce faciès semble correspondre à l'agglomération *in situ* des rudistes nommée "*biogenic concentration*" (Kidwell et al., 1986 ; Ruberti, 1997 ; Carannante et al., 2000). Mais ici, ces organismes sont généralement des rudistes de petite taille (2-5 cm). Leur matrice est micritique avec des foraminifères benthiques caractéristiques des milieux subtidiaux. Habituellement, ils ne sont associés ni aux organismes témoignant d'émersion (gastéropodes), ni à des organismes qui peuvent signaler des milieux peu profonds soumis aux influences du large (barrière) tels que madrépores, échinodermes et Orbitoididés. Ces raisons conduisent à placer ce faciès en milieu subtidal peu profond, dans la zone euphotique, protégée des influences du large.

Faciès de calcaires à débris de rudistes (F4)

Le faciès de calcaires à débris de rudistes constitue la partie dominante des deux coupes. En général, ce sont des calcaires en strates pluridécimétriques (25 à 45 cm), atteignant même un mètre. Ils contiennent quelquefois soit des rudistes isolés en position de vie (F4), soit leurs fragments désarticulés et même déplacés dans une matrice biomicritique renfermant des microfaunes variables selon la biozonation.

Ce faciès à matrice biomicritique contient des foraminifères benthiques et des algues. Par conséquent le milieu du dépôt doit être subtidal (Ruberti, 1997 ;

Carannante et al., 2000), avec une profondeur n'excédant pas celle de la zone euphotique.

Faciès de dolomies bioturbées (F5)

Ce faciès, dolosparite ou dolomicrosparite, est organisé en strates épaisses (30 à 50 cm) de couleur sombre avec des traces de bioturbation et des fragments de rudistes, radioles d'oursins et de petits gastéropodes. Les terriers, type *Planolites* ?, (F5), (Frey and Pemberton, 1985), forment des sections sinuées, obliques, subparallèles entre elles, de tailles différentes, et parallèles ou obliques à la stratification. Leur remplissage interne est un micrite fine, claire et contrastant avec la masse dolomitique.

En fait, la présence de tels terriers peut être attribuée à des crustacés (Purser, 1975). La plupart des milieux infratidaux actuels, mais aussi les lagons et les baies protégées, sont caractérisés par un substrat très mou, parfois semi-liquide où les terriers "remplis" sont prédominants (Shinn, 1968; Purser, 1980).

Faciès de calcaires à figures de courant (F6)

Ce faciès ne se trouve que dans la coupe de l'Escalier. Il s'agit d'un faciès micritique dont la disposition est caractérisée par des lits obliques en stratifications entrecroisées d'ordre décimétrique (20-40 cm) à métrique (1,2-1,3 m), des surfaces de stratifications ondulées et une granulométrie relativement constante d'une strate à l'autre.

Ce type de disposition correspond à la stratification oblique de type gamma décrite par Purser (1975) dans les sédiments du Jurassique de la « Dalle nacrée », plate-forme bourguignonne. Ces stratifications obliques sont typiques pour des milieux les plus profonds (subtidiaux) de la plate-forme (Purser, 1980). Elles sont

causées par l'action de courants marins multidirectionnels qui accumulent des dunes hydrauliques.

Faciès de dolomies à fenestrae (F7)

Ce faciès est une micrite dolomitique à fenestrae lités (fenestrae « laminées », Purser, 1980) à remplissage géotrope de silt microcristallin dolomitique donnant un aspect stratifié à des strates massives et épaisses. Ces fenestrae montrent généralement une frange de cristaux rhomboédriques de dolomite se développant soit sur le silt géotrope, soit sous celui-ci. La cathodoluminescence montre l'absence totale de luminescence et de zonation dans les ciments des fenestrae.

Selon Shinn (1968) les bulles de gaz responsables des fenestrae sont produites par l'activité bactérienne dans les milieux intertidal supérieur à supratidal. L'absence de fentes de dessiccation, de terriers ouverts et de pseudomorphoses d'anhydrite (typiques de milieu supratidal) permet de placer ce faciès dans la partie supérieure de la zone intertidale.

Faciès de dolomies laminées à figures de dessiccation (F8)

Il s'agit de dolomies constituées par les alternances de niveaux laminés clairs et sombres. Les niveaux clairs sont très souvent bioturbés. Souvent, les lames claires sont affectées de fentes de dessiccation. On y observe des fragments de lames déplacées avec des angles variables par rapport à la stratification (F8). Certains fragments (7 à 8 cm de longueur) sont complètement détachés du lit d'origine. Dans les niveaux dolomitiques sombres, des lits affectés par la dessiccation montrent une aspect en mosaïque : brèche monogénique de dessiccation.

Ce faciès correspond à un milieu supratidal ou intertidal supérieur. Les structures laminées, associées aux figures de dessiccation (fentes et brèches) et les terriers verticaux conservant la calcite sparistique (à remplissage incomplet)

constituent des indices d'émersion (Purser, 1980). De plus, la prédominance des organismes liés aux émersions (*Discorbis* et gastéropodes, d'après Fleury, 1980), renforce l'hypothèse d'un milieu intertidal à supratidal.

Faciès de dolomies bréchiques (F9)

Ce faciès n'est présent que dans la partie basale de la coupe de l'Escalier. Il est constitué par les strates épaisses ou massives de dolomies montrant un aspect bréchique. Les éléments constitutifs sont de taille centimétrique, anguleux et généralement non granoclassés (F9). Parmi ces composants, des fragments allongés portant la trace d'un litage primaire prouvent le remaniement. Tous ces éléments sont disposés de manière chaotique et jointive. Les éléments et la matrice présentent la même minéralogie, ce qui indique une dolomitisation d'ensemble (Mehmeti, 1980).

Ce faciès bréchique, avec fragments atteignant 30 cm, montre une mise en place dans un milieu à très forte énergie. On peut supposer que ce dépôt s'est effectué dans les chenaux intertidaux, donc avec faible déplacement.

Faciès de calcaires à Miliolidés (F10)

Ce faciès n'est présent que dans la partie supérieure de la coupe de l'Escalier. Il caractérise la reprise de la sédimentation marine après l'émersion finicrétacé. Il est constitué par des strates épaisses de calcaires micritiques renfermant surtout des Miliolidés et *Discorbis*. Ces organismes, normalement, ne sont pas considérés comme indicateurs d'émersion. Mais ils sont souvent observés dans des sédiments dépourvus de toute autre faune exclusivement marine, associés avec des structures typiques d'émersion (fenestrae) et des charophytes (Fleury, 1970, 1980). Ce n'est pas le cas ici. Par contre, la présence de *Microcodium*, reliée à une activité organique de paléosols, indique des émersions temporaires et permet finalement de placer ce faciès dans le milieu intertidal.

Faciès de calcaires à grandes alvéolines (F11)

Ce faciès constitue la partie sommitale des deux coupes. Il est caractérisé par des calcaires biodétritiques, en strates épaisses, essentiellement constituées de grands foraminifères hyalins (*Nummulites* et *Discocyclines*), de bryozoaires, d'échinodermes et d'algues rouges. On note aussi la présence de gastéropodes, ostracodes et charophytes.

Ce faciès correspond au milieu ouvert et de profondeur modérée (milieu subtidal) tel que démontré par l'abondance des foraminifères à test hyalin (Fleury, 1970, 1980 ; Mavrikas, 1993).

1.6.2 Dolomitisation

Dans l'ensemble des deux coupes, la majorité des faciès sont affectés par la dolomitisation, soit partielle (faciès : F1, F2, F3, F4, F6), soit totale (faciès : F5, F7, F8, F9). Sur le terrain, la nature dolomitique des carbonates est en général indiquée par la couleur brun-foncé ou chamois des affleurements qui contraste avec la couleur gris clair ou blanche des calcaires. Ces niveaux dolomitiques ne forment pas de grandes unités de dolomies massives mais ils s'observent en alternance avec les niveaux calcaires.

L'analyse pétrographique permet de distinguer les types suivants de dolomite selon la classification de Sibley and Gregg (1987):

- a. Dolomite à prédominance totale de la structure micritique, caractéristique du F8 qui montre la prédominance de la dolomie ;
- b. Dolomite à prédominance soit de la structure micritique, soit de la structure sparistique associée à la texture idiotopique-E (*Euhedral*). Elle est caractéristique du F5. Dans quelques cas on constate la prédominance quasi totale de la dolomie, et dans d'autres la

prédominance de la dolomicrosparite-dolosparite par rapport à la dolomicrite qui n'est présente que dans les terriers. Dans les dolosparites les cristaux sont en contact entre eux (*crystal-supported*), mais laissent une porosité intercristalline ;

- c. Dolomite à prédominance quasi totale de la structure sparitique associée à la texture idiotopique-P (*Porphyrotopic*). Elle se trouve dans les faciès F1, F2, F3, F4 et F6. Dans ces faciès, on voit rarement des bioclastes et surtout les cristaux de la dolosparite montrant une distribution dispersée dans la matrice ;
- d. Dolomite à prédominance quasi totale de la structure sparitique associée à des textures idiotopiques E et C. Elle est caractéristique du F7 dans laquel on constate soit la prédominance de la dolomicrosparite, soit de la dolosparite qui entoure les cavités des fenestrae. Ces cristaux (surtout de la dolomicrosparite) présentent dans la plupart des cas la texture idiotopique-E (*Euhedral*), sauf les grands cristaux de la dolosparite qui sont associés à la calcite des fenestrae, et qui présentent la texture idiotopique-C (*Cement*) ;
- e. Dolomite à prédominance totale de la structure sparitique associée à la texture idiotopique S (*Subhedral*). Elle est typique du F9. Les cristaux de la dolosparite sont jointifs.

En conclusion, l'alternance des niveaux dolomitiques avec les calcaires et la présence de la texture idiotopique des cristaux de dolomite montrent que la dolomitisation est précoce et qu'elle s'est faite en milieu supratidal (type sebkha). Ce milieu est généralement associé à des conditions d'évaporation intense (Purser, 1980; Walker and James, 2000). Elles montrent de nombreux exemples de structures sédimentaires typiques de ces milieux comme les laminations, les figures de dessiccation, les différents types de brèches sédimentaires et les fenestrae.

1.6.3 Modèle sédimentologique

Dans ce modèle les faciès sont regroupés de façon à établir les relations spatiales des divers milieux correspondants. Le schéma (Fig. 4) propose des passages latéraux de faciès au sein d'une plate-forme interne, déduit de l'étude sédimentologique des deux coupes.

Selon les domaines définis par Walker and James (2000), trois environnements sont retenus ici : supratidal, intertidal et subtidal.

Dans le subtidal, les deux subdivisions adoptées, peu profond et profond, sont établies sur l'absence ou la présence des figures sédimentaires de haute énergie (mégarides), qui temoignent de l'action des courants tidaux propres à la partie profonde du milieu subtidal :

- a) *subtidal peu profond*, situé sous le niveau inférieur des marées basses et en dehors de la zone des courants. Les termes "proximal" et "distal" ont été utilisées pour distinguer certains faciès de manière relative à défaut de termes plus précis et bien que le rivage de référence soit inconnu;
- b) *subtidal profond*, situé dans la zone d'action des courants.

Deux catégories de faciès sont représentées sur le modèle proposé:

- les faciès correspondant à des milieux bien caractérisés : faciès F3 ; F6 ; F7 ; F8 et F11;
- les faciès nommés transitionnels : faciès F1; F2; F4; F5; F9 et F10, occupant une position intermédiaire.

Le modèle de sebkha admis pour la dolomitisation démontre que c'est le F5, toujours dolomitisé, qui précéderait les faciès intertidaux et supratidaux dans les successions sédimentaires. De plus, la présence dans le F5 de traces fossiles typiques du passage entre le milieu peu profond (intertidal) et le milieu plus profond (subtidal)

conduit à accepter une position relative peu profonde (proximale) de ce faciès par rapport aux F3 et F4. On peut donc admettre, que les dépôts subtidiaux peu profonds correspondent à un gradient de profondeur qui irait du F3 (plus profond) au F5 (plus superficiel), en passant par le F4 (intermédiaire).

Le faciès F9 ne montre aucun critère définitif à cause de la dolomitisation. Sa répartition limitée et le fait qu'il soit bréchifié empêchent de lui attribuer une position dans le modèle.

1.7 ANALYSE SÉQUENTIELLE

1.7.1 Définition des séquences élémentaires

Les séquences élémentaires ou paraséquences correspondent à une évolution bathymétrique du milieu profond à peu profond, suivant le modèle sédimentologique. Les agencements verticaux des faciès peuvent présenter de multiples combinaisons. Cinq types de séquences élémentaires (flèches minces) sont retenues pour l'Escalier (figures 5 à 8) et quatre pour la Route (figures 9 à 11) :

Séquences élémentaires dans la coupe de l'Escalier

- Séquence intertidale à supratidale : avec faciès F7 à la base et F8 au sommet. Cette séquence est typique pour la partie supérieure de la biozone CsB5, où ces faciès forment une alternance régulière ;
- Séquence subtidale peu profonde : constituée soit du faciès F4 à la base et du F5 au sommet, soit du faciès F3 à la base et le F4 au sommet, ou encore seulement du F11 ;
- Séquence subtidale profonde à subtidale peu profonde : constituée du faciès F6 à la base et F3 ou F5 au sommet ;

- Séquence subtidale peu profonde à intertidale : constituée: du faciès F4 à la base et F1 ou F2 au sommet, ou du faciès F5 à la base et le F7 au sommet, ou encore des successions de faciès F3- F4 -F1, F4 - F5 - F7 et F3 - F5 -F7 ;
- Séquence subtidale profonde à intertidale : constituée des faciès F6 ou F5 à la base et le F2 au sommet, ou seulement du F10.

Séquences élémentaires dans la coupe de la Route

- Séquence intertidale : caractérisant la partie basale de la coupe, où les faciès intertidaux F1 et F2 présentent une alternance régulière ;
- Séquence subtidale peu profonde : constituée des faciès F4 ou F5 à la base et F3 ou F4 au sommet, ou seulement du F11 ;
- Séquence subtidale peu profonde à intertidale : avec le faciès F5 à la base, suivi du F7 au sommet ;
- Séquence subtidale peu profonde à supratidale. Les faciès subtidaux (F4, F3 et F5) constituent la base. Le sommet est occupé par des faciès intertidaux (F 7) et supratidiaux (F8).

1.7.2 Séquences stratigraphiques, ou cycles

Les successions verticales des séquences élémentaires déterminent 3 types d'assemblages selon Cross (1988): progradant (régression) ; rétrogradant (transgression) ; et "vertical" (caractère constant). L'alternance des assemblages de type progradant ou vertical et de type rétrogradant permet de déduire les séquences stratigraphiques (*genetic sequences* selon Cross, 1988 ; Proust, 1994).

Suivant cette analyse, on a défini 14 séquences dans la coupe de l'Escalier (figures 5 à 8), et 7 séquences dans la coupe de la Route (figures 9 à 11). Dans ces schémas les résultats de l'analyse séquentielle sont présentés de la façon suivante: séquences stratigraphiques (S); assemblages des séquences élémentaires (flèches

épaisses): progradants (flèche orientée vers la droite), rétrogradants (flèche orientée vers la gauche), verticaux (flèche orientée vers le haut).

Séquences stratigraphiques dans la coupe de l'Escalier

- *Séquence S1* (Fig. 5) : elle est constituée d'un assemblage vertical, peut-être progradant ?, mais la lacune d'observation ne permet pas de faire une estimation correcte. L'assemblage est représenté par un empilement de séquences subtidales peu profondes ;
- *Séquence S2* (Fig. 5) : elle présente un seul assemblage rétrogradant, limité au sommet par une surface d'inondation maximum (SIM) (au niveau du faciès F3) soulignant le passage rapide du faciès intertidal (F1) vers le faciès subtidal (F3). La tendance rétrogradante s'exprime par un amincissement des séquences élémentaires vers le haut et par une diminution de la dominance du faciès intertidal (F1) ;
- *Séquences S3 et S4* (Fig. 5 et Fig. 6) : elles offrent les mêmes cycles, composés d'un assemblage progradant suivi d'un assemblage rétrogradant. Elles sont limitées à leur base par une SIM placée au niveau du faciès F3. La tendance progradante s'exprime par un épaississement des séquences élémentaires vers le haut. La tendance rétrogradante s'exprime par un amincissement des séquences élémentaires vers le haut dans S3, et d'un éventuel épisode régressif (?) dans S4 ;
- *Séquence S5* (Fig. 6) : elle contient un assemblage rétrogradant marqué par une diminution de l'épaisseur du faciès subtidal peu profond (F5), et par un amincissement vers le haut des séquences élémentaires. Sa limite supérieure est marquée par une surface de transgression (ST) montrant le passage brusque de milieu intertidal (F7) à subtidal (F4) ;
- *Séquences S6 et S7* (Fig. 6 et Fig. 7) : elles montrent des cycles, composés par des assemblages progradants suivis d'assemblages rétrogradants, séparés par des surfaces de transgression (ST). D'une part, la tendance progradante

s'exprime par une épaississement progressif de séquences élémentaires dans S6 et d'une légère augmentation de faciès les moins profonds dans S7. D'autre part, la tendance rétrogradante s'exprime par une augmentation de la profondeur et de l'épaisseur du faciès le plus profond (F6). Malheureusement, une lacune d'affleurement d'environ 10m ne permet pas d'observer le sommet de la séquence S6 et la base de la séquence S7 ;

- *Séquence S8* (Fig. 7). La prédominance du faciès le plus profond (F6, subtidal) a conduit à interpréter l'assemblage de cette séquence comme rétrogradant ;
- *Séquences S9, S10 et S11* (Fig. 8). Elles sont caractérisées par le développement de séquences élémentaires intertidales à supratidales, composées des faciès respectifs (F7, intertidal et F8, supratidal). Elles montrent une tendance rétrogradante exprimée par leur épaississement progressif (typique pour S9 et S10). Dans la séquence S11, le même assemblage progradant forme un cycle comportant un épisode régressif marqué par un passage brusque du faciès supratidal le moins profond (F8) au faciès subtidal plus profond (F4) ;
- *Séquence S12* (Fig. 8). Cette séquence est composée par: (a) un assemblage progradant, constitué de séquences élémentaires qui montrent, d'une part, un épaississement progressif et une augmentation de la dominance des faciès les moins profonds (F7 et F8), et d'autre part une diminution de la dominance du faciès profond (F4) ; (b) un épisode transgressif, caractérisé par le passage brusque (ST) du faciès F8, le moins profond, au faciès F4, plus profond. Les limites de cette séquence ne sont pas connues à cause de deux lacunes d'affleurement, respectivement de 12m et 8m ;
- *Séquence S13* (Fig. 8) : elle est formé d'un seul épisode progradant, tronqué à son sommet par une surface d'érosion (SD, surface de « *downward shift* ») ;
- *Séquence S14* (Fig. 8): elle montre un épisode rétrogradant (faciès F10), renfermant des organismes exprimant une tendance à l'émergence (SD) et d'un

épisode progradant (faciès F11). Elle est limitée à son sommet par l'arrivée du flysch (ST), reconnue comme indicateur d'un approfondissement du bassin (marnes à plancton).

Séquences stratigraphiques dans la coupe de la Route

- *Séquence S1* (Fig. 9 et Fig. 10) : elle est formée surtout de séquences élémentaires intertidales en assemblage vertical. Au sommet, le passage de ces faciès intertidaux à un faciès subtidal peu profond (F4) peut marquer une inondation rapide, qui caractérise une surface de transgression (ST) (Fig. 10). Une hausse progressive du niveau marin relatif, marquée par une mince lit coquilliers (F3), peut caractériser un maximum d'inondation. Par conséquent, la SIM est placée dans ce niveau (Fig. 10). Elle marque la limite supérieure de la séquence S1 ;
- *Séquence S2* (Fig. 10) : elle est composée d'un assemblage progradant et d'un épisode rétrogradant. L'assemblage progradant est constitué de séquences élémentaires montrant une augmentation progressive vers le haut de la dominance des faciès moins profonds (F7 et F8). Il est limité au sommet par une surface de transgression (ST), marquée par le passage brusque du faciès supratidal (F8) au faciès subtidal peu profond (F4). Une autre inondation (passage de faciès F4 à F3, relativement plus profond), justifie de proposer l'existence d'une SIM caractérisant la limite supérieure de cette séquence ;
- *Séquences S3, S4 et S5* (Fig. 10 et Fig. 11) . Elles ressemblent à la séquence S2 et sont composées : (a) des assemblages progradants constitués de séquences élémentaires exprimant soit un épaississement progressif, soit une tendance à l'augmentation de la dominance des faciès moins profonds (intertidaux ou supratidaux) ; (b) des épisodes régressifs, limités à leur base par des surfaces de transgression (ST), montrant le passage brusque du faciès supratidal (F8) vers les faciès plus profonds (subtidaux). Ces séquences sont

limitées par des SIM marquant le maximum d'inondation (le niveau de faciès F3) ;

- *Séquence S6* (Fig. 11) : elle est constituée par un assemblage progradant. La tendance progradante s'exprime par une prédominance et un épaississement progressif des faciès les moins profonds (F7 et F8). Cet assemblage est tronqué au sommet par une très importante surface d'érosion (SD). C'est la surface qui limite les dépôts carbonatés du Crétacé terminal et les dépôts du Tertiaire (calcaires éocènes). Mais, une lacune d'affleurement, d'environ 9 m, empêche d'observer la limite inférieure de cette séquence ;
- *Séquence S7* (Fig. 11) : elle est constituée d'un seul épisode progradant (faciès F11). Elle est limitée à la base par la surface d'érosion (SD) et à son sommet par l'arrivée du flysch (ST).

1.8 COMPARAISON DES DEUX COUPES : DISCUSSION ET CORRÉLATION

1.8.1 Repères stratigraphiques généraux

Les données biostratigraphiques obtenues dans les deux coupes étudiées nous ont permis de fixer des nouveaux repères biostratigraphiques pour la période du Crétacé supérieur, antérieurement aux deux événements déjà bien établis, soit: l'émergence intra-maestrichtienne et l'arrivée du flysch d'âge Oligocène (Gjata et al., 1968 ; Papa, 1970 ; Peza, 1973, 1975, 1977, 1982 ; ISPGJ-IGJN, 1983 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Robertson et Shallo, 2000).

Ainsi, les limites des biozones CsB4, CsB5 et CsB6, la discontinuité majeure au niveau du passage K-T (l'émergence et la lacune fini-crétacé avec l'absence de la

biozone CsB7), la deuxième émersion (avec lacune) pendant l'Éocène inférieur et, enfin, la submersion générale à l'Oligocène (l'arrivée du flysch) représentent donc des repères importants lithologiques et biostratigraphiques pour la corrélation dans les dépôts carbonatés de ces deux massifs de la plate-forme de Kruja (Fig. 12). De plus, les repères permettent la comparaison et la mise en évidence des points communs et des différences entre les deux coupes.

1.8.2 Cadre biostratigraphique

Du point de vue biostratigraphique, on peut résumer ainsi : les divisions (biozones ou étages) ne sont pas entièrement commune aux deux coupes: la biozone CsB4 n'est représentée que sur la coupe de l'Escalier ; la biozone CsB5 est toute entière représentée sur la coupe de l'Escalier, mais ne montre que sa partie sommitale sur la coupe de la Route ; la biozone CsB6 est présente sur les deux coupes, mais, dans les deux cas, elle est tronquée au sommet par une surface d'érosion (discontinuité au niveau du passage K-T) ; la biozone CsB7, qui est établie par Fleury (1980) et qui correspond à la partie sommitale du Crétacé supérieur est absente; le Paléocène n'est représenté que sur la coupe de l'Escalier et, de plus, il est tronqué au sommet par une surface d'érosion supportant la bauxite avec absence de l'Éocène inférieur (Gjata et al., 1968 ; Peza, 1973, 1975, 1977, 1982 ; ISPGJ-IGJN, 1983); enfin, l'Éocène moyen est présent dans les deux coupes, mais il est plus épais dans la coupe de l'Escalier, ce qui suggère une subsidence plus importante dans le massif de Kruje-Dajt que dans celui de Makareshi pendant cette période.

1.8.3 Lithofaciès

Du point de vue des faciès , huit des faciès décrits se retrouvent dans les deux coupes (F1, F2, F3, F4, F5, F7, F8 et F11), tandis que trois faciès sont observés seulement dans la coupe de l'Escalier, soit: (a) celui des dolomies bréchiques (F9),

trouvé dans la partie basale, dans le CsB4 ; (b) le faciès calcaire comportant des figures de courant (F6) qui est présent dans la division CsB5; (c) et le faciès de calcaire à Miliolidés (F11) qui est identifié dans la partie supérieure.

On constate aussi qu'à âge égal, selon les biozones reconnues ici, les environnements fluctuent d'une coupe à l'autre dans deux situations : d'une part, au sommet de la biozone CsB5, des faciès de type intertidal supérieur-supratidal (faciès F7 et F8), dominant dans la coupe de l'Escalier, tandis que des faciès de type intertidal profond à subtidal (faciès F1 et F2) dominant dans la coupe de la Route ; d'autre part, dans la partie inférieure de la biozone CsB6, à la coupe de la Route, le faciès F3 est bien représenté, alors que la partie inférieure de la même biozone à l'Escalier est caractérisée par la prédominance du faciès F4.

Ces changements peuvent être attribués à une bathymétrie variable indiquée par des zones basses associés à des secteurs plus fortement subsidents (Purser, 1980; Walker and James, 2000). Cependant, les deux massifs carbonatés de cette plate-forme restent dans un contexte néritique avec un contrôle essentiellement eustatique de la sédimentation jusqu'à la fin de l'Éocène moyen .

1.8.4 Lacunes

Les lacunes stratigraphiques dans les deux coupes (deux sur la coupe de l'Escalier et une seule qui représente les deux précédentes dans la coupe de La Route) correspondent à des grands épisodes régressifs, tels que définis par Haq et al. (1988).

L'émergence fini-crétacé avec l'absence de la biozone CsB7 est donc générale. Mais la longue durée de la lacune (20.5 Ma) dans la coupe de la Route, au massif de Makareshi, est liée probablement à des activations des accidents limitant la plate-

forme de Kruja à l'Ouest vers le bassin Ionien : de tels accidents sont aussi reconnus dans la plate-forme de Gavrovo en Grèce (Mavrikas, 1993).

La deuxième lacune (5 Ma), marquée par la bauxite, s'est produite au cours de l'Éocène inférieur (Gjata et al., 1968 ; Peza, 1973, 1975, 1977, 1982 ; ISPGJ-IGJN, 1983). Elle est observée seulement dans la coupe de l'Escalier, révélant ainsi une autre phase d'émersion de la plate-forme, relativement de courte durée, dans ses secteurs les plus orientaux (massif de Kruje-Dajt) où toutefois la subsidence était importante. Un tel phénomène n'est pas en contradiction avec l'émersion plus longue identifiée à la coupe de La Route (massif de Makareshi).

Ainsi, après une émersion généralisée, présentant néanmoins des différences locales dans une plate-forme interne, un milieu de type plate-forme externe (le faciès F11) s'installe au cours de l'Éocène moyen, marquant la tendance à l'uniformisation de l'environnement dans les deux coupes.

1.8.5 Analyse séquentielle

L'analyse séquentielle des deux coupes montre que le renouvellement des organismes qui caractérisent les passages des biozones et étages est observé à la fin des épisodes régressifs et au début des épisodes transgressifs.

Ainsi, dans la coupe de l'Escalier, le renouvellement faunique dans les passages CsB4 à CsB5 et CsB5 à CsB6 se fait au niveau de faciès F4, marquant une hausse du niveau marin relatif (passage du milieu intertidal au milieu subtidal), au début de l'épisode transgressif respectivement dans les séquences S6 et S11. Dans la coupe de La Route, le renouvellement des organismes caractérisant le début de la biozone CsB6, se fait de la même façon à la fin de l'épisode régressif de la séquence S1, au niveau du faciès F4. Finalement, dans les deux coupes, le passage vers

l'Éocène moyen est observé aussi pendant un épisode transgressif correspondant aux séquences S14 (l'Escalier) et S7 (la Route).

Toutes ces apparitions de faunes nouvelles correspondent à des phases d'élévation du niveau marin relatif (phase transgressive), accompagnées de la création d'espace disponible et l'instauration de nouvelles conditions écologiques, ce qui permet l'installation puis l'expansion de nouvelles espèces.

En terme de stratigraphie séquentielle, c'est seulement la partie incluse entre la biozone CSB6 et l'Éocène moyen qui est totalement comparable dans les deux coupes. Elle est caractérisée par des séquences stratigraphiques montrant, en général, une nette tendance régressive au cours de la biozone CSB6 et qui correspond concrètement aux faciès inter-supratidaux dolomitiques (F7 et F8). Ce phénomène est également connu aussi dans la plate-forme de Gavrovo (Landrein et al., 2001). Le maximum de régression, contrôlé par l'eustatisme (Landrein et al., 2001), se fait parallèlement dans les deux coupes au niveau des séquences S13 (coupe de l'Escalier) et S6 (coupe de la Route). Enfin, la reprise de la sédimentation avec des nouveaux peuplements, caractérisant un milieu ouvert (faciès F11), se fait parallèlement pendant l'épisode transgressif des séquences S14 (coupe de l'Escalier) et S7 (coupe de La Route).

Finalement, on peut donc admettre *a priori* que les deux coupes témoignent d'un ensemble relativement homogène avec des variations locales mineures. On peut donc dire que les deux massifs, maintenant presque accolés par les déplacements tectoniques, représentent bien une seule plate-forme. Toutefois, seules des données géophysiques précises pourraient aider à évaluer les dimensions originales de cette plate-forme.

1.9 CONCLUSION

L'étude des carbonates de la plate-forme de Kruja, dans les massifs de Kruje-Dajt (Figs. 2A, 2B) et de Makareshi (Figs. 3 et 2B) a permis de mettre en évidence 11 faciès types, (Fig. 4, Planche 1 et Tableau 1) de les interpréter en fonction du milieu et de les assembler en termes de stratigraphie séquentielle (Figs. 5 à 11). On a pu aussi montrer l'existence de cycles sédimentaires pendant les périodes du Crétacé terminal et du Paléocène-Eocène.

Trois unités lithologiques sont reconnus dans les deux coupes étudiées et une biozonation précise est établie pour le Crétacé supérieur (biozones : CsB4, CsB5, CsB6 et CsB7).

La partie Santonien supérieur-Campanien inférieur (biozone CsB4) n'est présente que dans le massif de Kruje-Dajt (Fig. 2A). Elle est caractérisée par des faciès de milieu subtidal peu profond à intertidal.

La biozone CsB5 (Campanien inférieur) est toute entière représentée dans le massif de Kruje-Dajt (Fig. 2A), mais ne montre que sa partie sommitale dans le massif de Makareshi (Fig. 3). Dans le massif de Kruje-Dajt, elle est caractérisée par la dominance du faciès du milieu subtidal profond, interrompu par des faciès du milieu intertidal à supratidal formant des alternances à forte fréquence au sommet. Cependant, dans le massif de Makareshi, elle n'est représentée que par des faciès du milieu intertidal.

Le sommet du Crétacé (biozone CsB6), tronqué par une surface d'érosion avec l'absence de la biozone CsB7, est présent dans les deux coupes (Fig. 2A et 3). Il

est caractérisé par l’alternance subtidal-intertidal-supratidal avec peuplements typiques d’une plate-forme interne, datant le Campanien sup.- Maastrichtien inf.

Le Tertiaire, soit l’Éocène moyen dans le massif de Makareshi, et le Paléocène-Éocène moyen dans le massif de Kruje-Dajt, est caractérisé par des sédiments carbonatés micritiques. C’est la sédimentation marine qui reprend après l’émersion fini-crétacé. Des sédiments carbonatés détritiques riches en foraminifères hyalins (Nummulites et Discocyclines) correspondent à un milieu ouvert.

L’alternance des niveaux dolomitiques avec les calcaires, la présence de la texture idiotopique des cristaux de dolomite et l’absence de la zonation de ces cristaux montrent que la dolomitisation est précoce et qu’elle s’est faite en milieu supratidal (type sebkha).

L’analyse séquentielle montre quatorze séquences dans le massif de Kruje-Dajt et sept séquences dans le massif de Makareshi. Dans les deux coupes l’apparition de nouveaux organismes, caractérisant le début des biozones, se fait à la fin de l’épisode régressif des séquences, ce qui traduit une hausse du niveau marin relatif au début de l’épisode transgressif.

Seules des variations locales et aléatoires marquent quelques différences dans les deux coupes, soit l’existence de blocs faillés qui favorisent des émersions de durées variables : deux exemples sont bien mis en évidence dans cette étude.

Les deux massifs témoignent donc d’un ensemble sédimentaire plutôt homogène, qui caractérise principalement la partie centrale de la Zone de Kruja, avec les mêmes peuplements (Alveolinidés, en particulier) et le même type de sédimentation néritique de plate-forme pendant l’intervalle Crétacé supérieur-Paléocène-Éocène.

Tableau 1. - Caractéristiques et interprétation des faciès dans la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt) et de la Route (massif de Makareshi).
 Table 1. - Characteristics and interpretation of facies in the Escalier section (Kruje-Dajt massif) and La Route section (Makareshi massif).

Faciès	Composants	Structures sédimentaires	Environnement
Calcaires laminés (F1)	Fragments d'algues, foraminifères benthiques, débris de rudistes, micropellets, coprolithes (rares).	Laminations algaires (tapis algaires) horizontales et ondulées.	Intertidal
Calcaires lumachelliques (F2)	Débris variés de rudistes, rudistes entiers (amas), foraminifères benthiques et algues.	Lumschellites de rudistes, parfois petits terriers.	Intertidal - subtidal peu profond (proximal)
Calcaires bioconstructifs (F3)	Rudistes: <i>Durania</i> sp., <i>Hippurites</i> sp., <i>Radiolites</i> sp., <i>Radiolites aciculifera</i> . Parfois, fragments de brachipodes et de bivalves (<i>Inoceramus</i> sp., <i>Inoceramus ex-gr. salisburgensis</i>). Foraminifères benthiques.	Biosstromes de rudistes	Subtidal peu profond (distal)
Calcaires à débris de rudistes (F4)	Fragments de rudistes, foraminifères benthiques, algues.		Subtidal peu profond
Dolomies bioturbées (F5)	Fragments de rudistes, radioles d'oursins et gasteropodes fins.	Terriers remplis de type <i>Planolites</i> ?	Subtidal peu profond
Calcaires comportant des figures de courant (F6)	Foraminifères benthiques et algues	Stratification oblique d'ordre décimétrique (20-40 cm à métrique (1.2-1.3 m) avec des directions de pendage multiples (20- 30°).	Accumulation des dunes hydrauliques par l'action de courants multidirectionnels dans le domaine subtidal profond
Dolomies à fenestrae (F7)	Rares foraminifères benthiques et algues.	Fenestres; laminées; rapprochées; et dispersées.	Intertidal (partie supérieure)
Dolomies laminées à figures de dessiccation (F8)	Rares fragments d'algues et foraminifères benthiques	Laminations horizontales et ondulées; bioturbation; Supratidal fentes de dessiccation et brèches.	
Dolomies bréchiques (F9)	Fragments de roche (5- 15 cm) aiguës ou peu arrondis; Fragments de roche (20 - 30 cm) aiguës, allongés portant la trace d'un litage primaire.		Chenaux intertidaux avec faible déplacement
Calcaires à miliolites (F10)	Miliolides; <i>Discorbis</i> ; <i>Microcodium</i>		Intertidal
Calcaires à grandes alvéolines (F11)	<i>Nunnulites</i> sp. et <i>Dicocyclines</i> sp., bryozoaires, échinodermes, algues rouges, gastéropodes, ostracodes et charophytes.		Subtidal peu profond (distal)

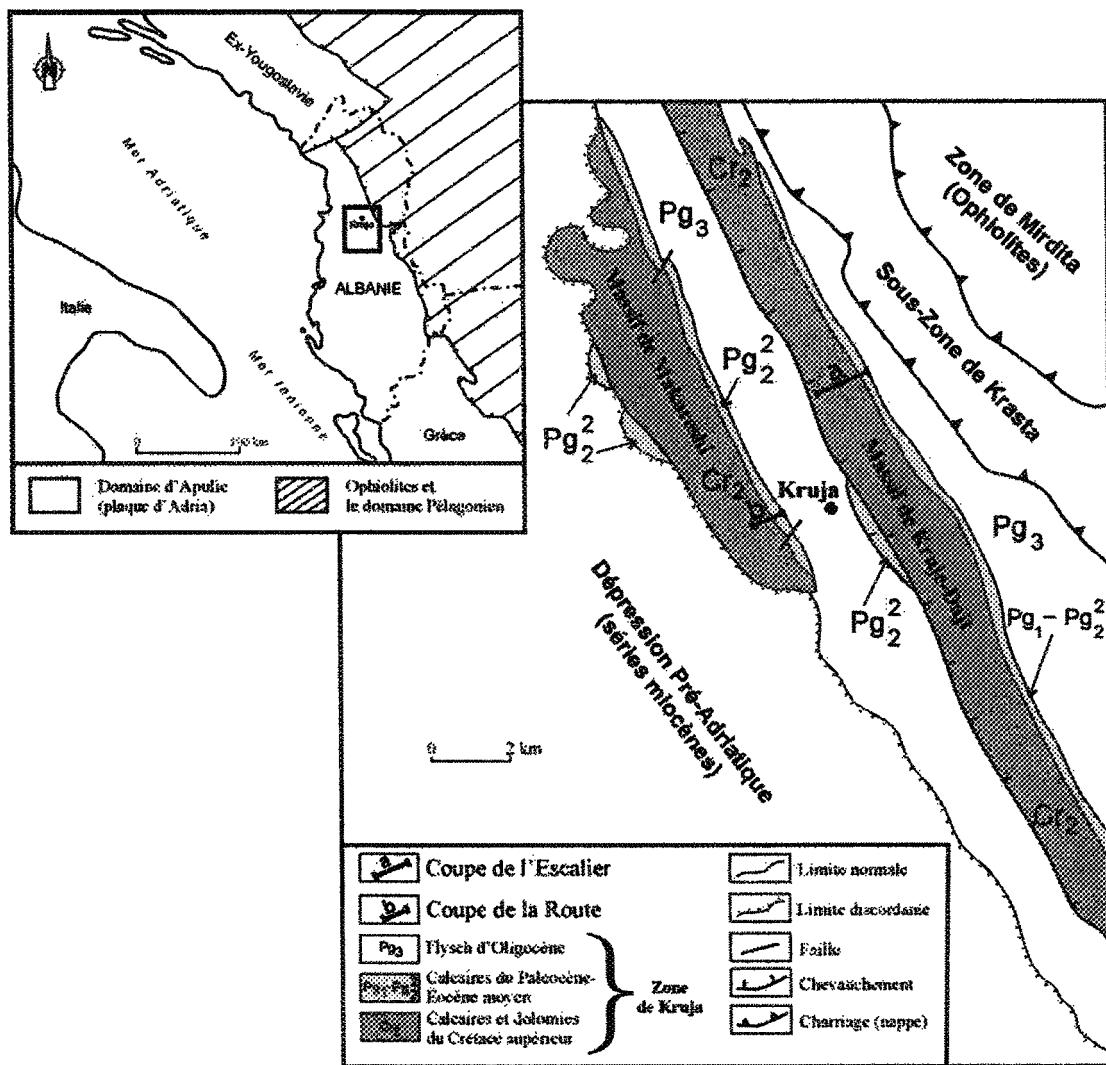
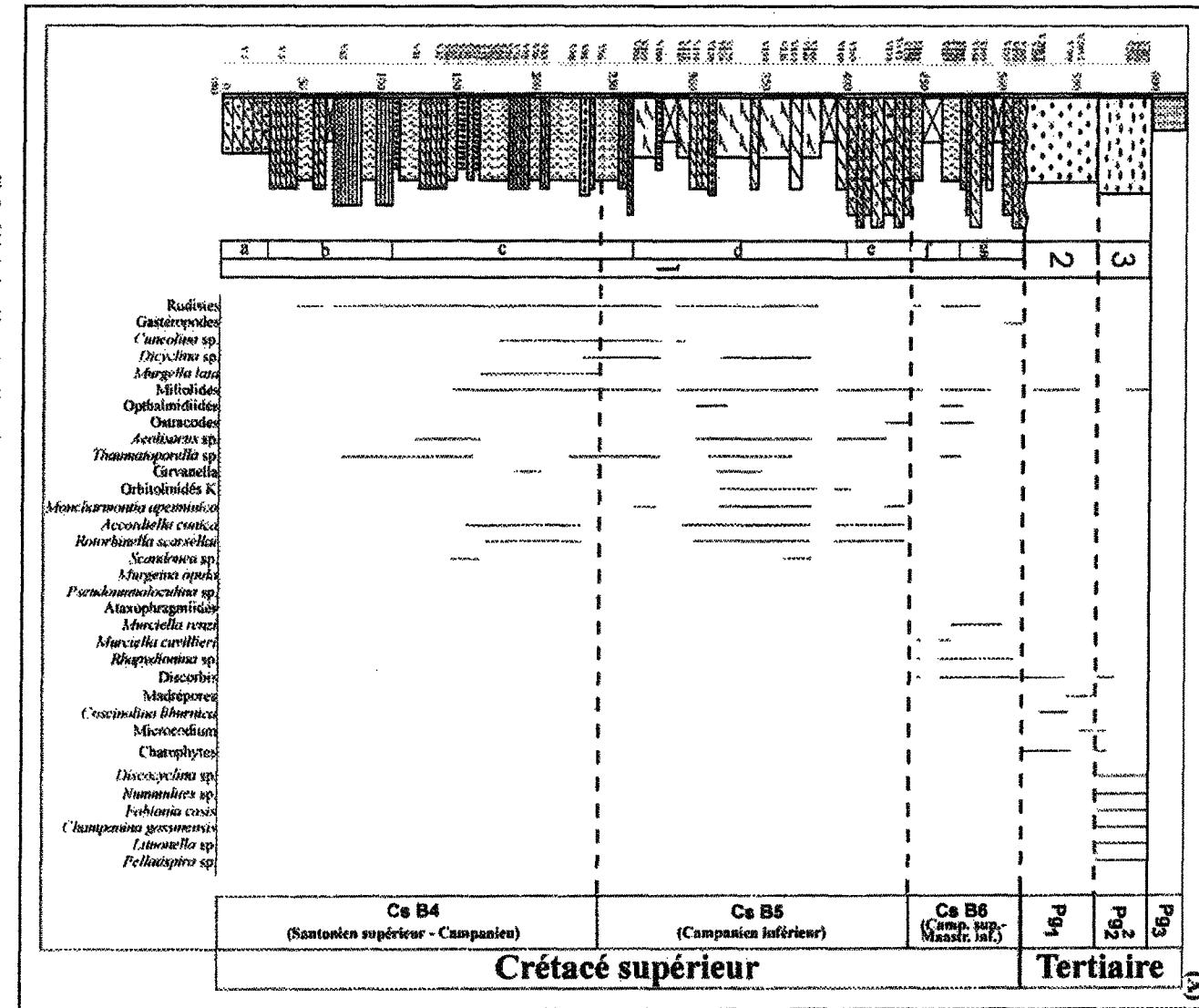


Fig.1. Schéma de localisation des coupes étudiées: -a- la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt) et -b- la coupe de la Route (massif de Makareshi), (Zone de Kruja, Albanie). Selon la Carte Géologique de l'Albanie ; 1: 200 000.

Fig.1. Location of the studied successions: -a- Escalier section (Kruje-Dajt massif) and -b- La Route section (Makareshi massif), (Kruja Zone, Albania). After Geological Map of Albania; 1:200 000.



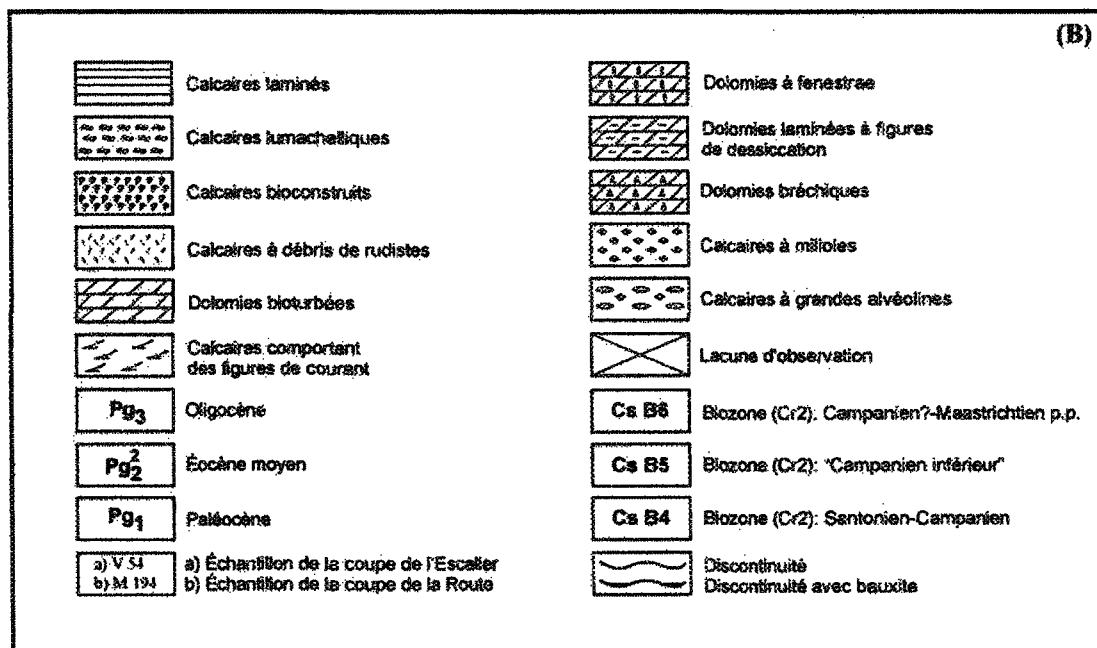


Fig.2. - Lithologie et biostratigraphie de la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Daji) (A); Légende (B).
 Fig.2. - Lithology and biostratigraphy of l'Escalier section (Kruje-Daji massif) (A); Legend (B).

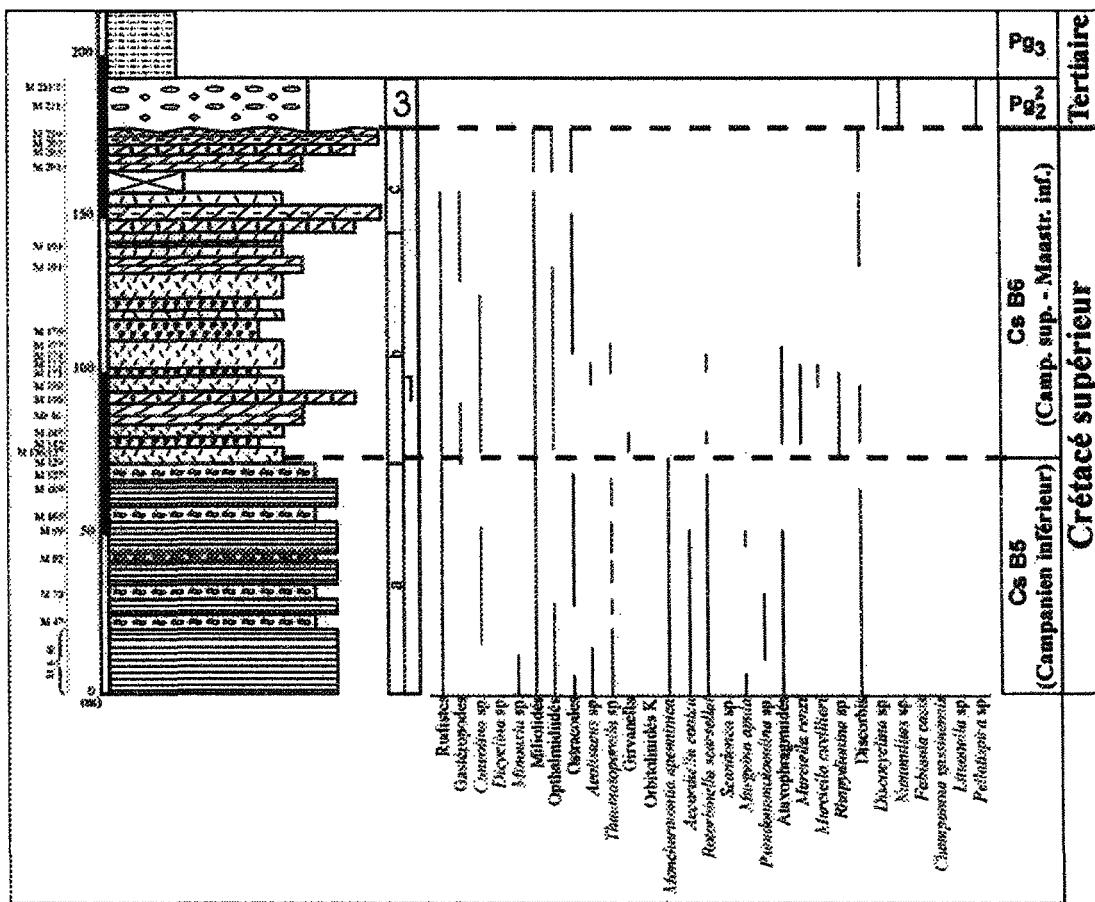


Fig.3. - Lithologie et biostratigraphie de la coupe de la Route (massif de Makareshi). Légende: Figure 2B.
 Fig.3. - Lithology and biostratigraphy of La Route section (Makareshi massif). Legend: Figure 2B.

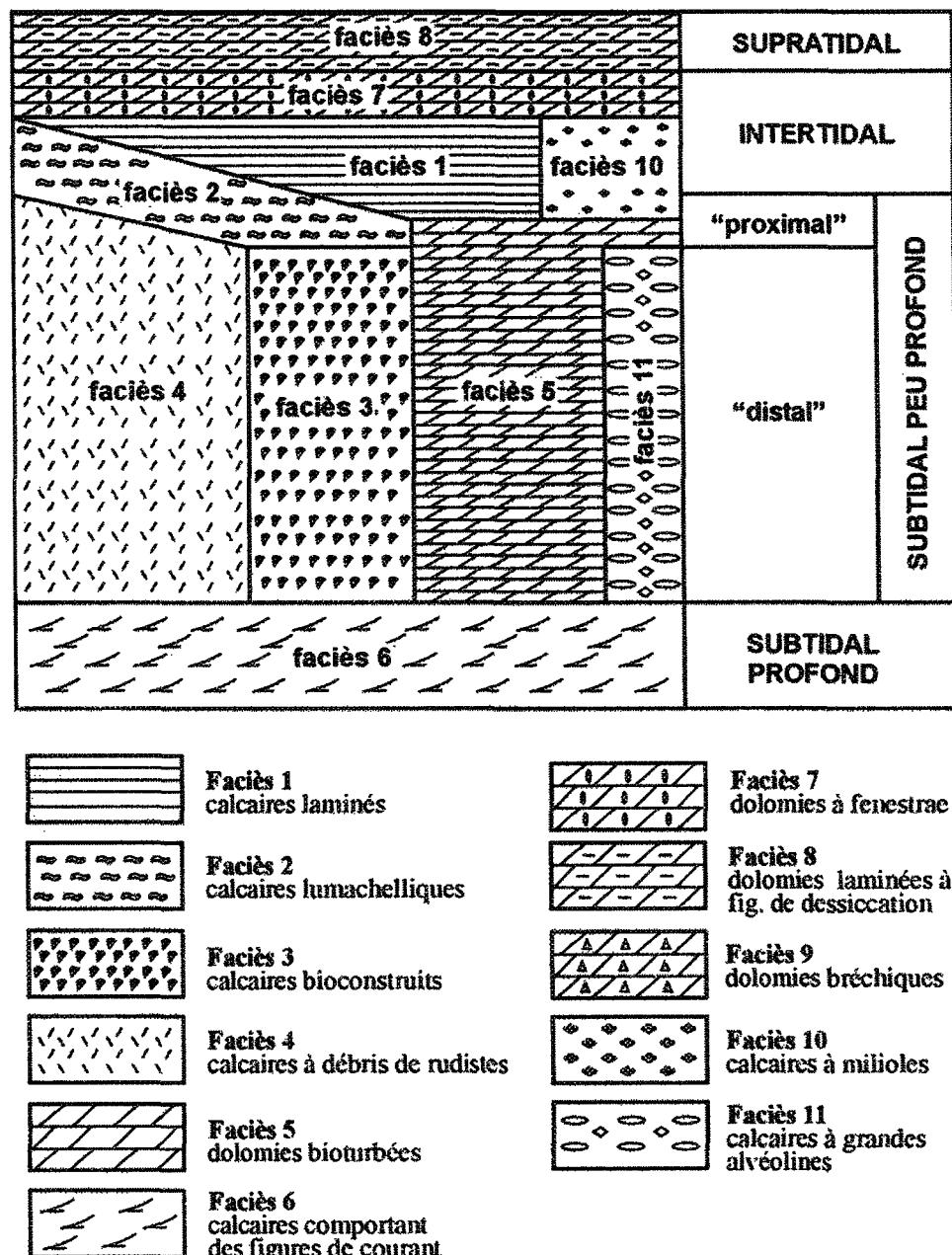


Fig.4. - Modèle sédimentologique de substitution des faciès.
Fig.4. - *Sedimentary model of the facies succession.*

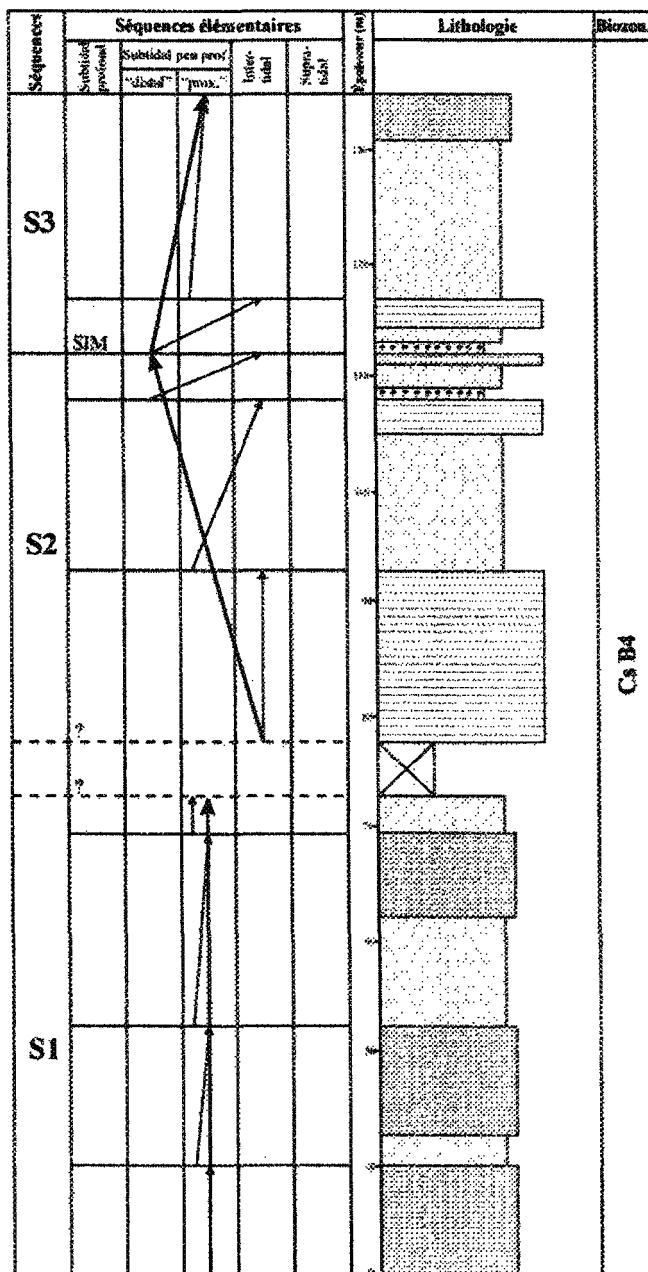


Fig.5. Analyse séquentielle de la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt), (première partie). Les flèches minces représentent les séquences élémentaires qui montrent l'évolution bathymétrique ; les flèches épaisses représentent les assemblages des séquences élémentaires (progradant, rétrogradant ou "vertical") ; S- séquence stratigraphique (cycle) ; ST - surface de transgression ; SIM - surface d'inondation maximum ; SD - surface d'érosion. La lithologie (légende : Figure 2B.) montre l'organisation verticale des faciès, dont la largeur est d'autant plus grande que le faciès est moins profond.

Fig.5. Sequences stratigraphy of Escalier section (Kruje-Dajt massif), (part one). The thin arrows indicate the elementary sequences which show the bathymetric evolution; the thick arrows indicate the trends of the elementary sequences (regressive, transgressive or "vertical"); S - stratigraphic sequence; ST - transgressive surface; SIM - maximum flooding surface; SD - downward shift surface. The lithological log (legend: Figure 2B.) indicates the vertical organization of facies with a length more important for the shallowest facies.

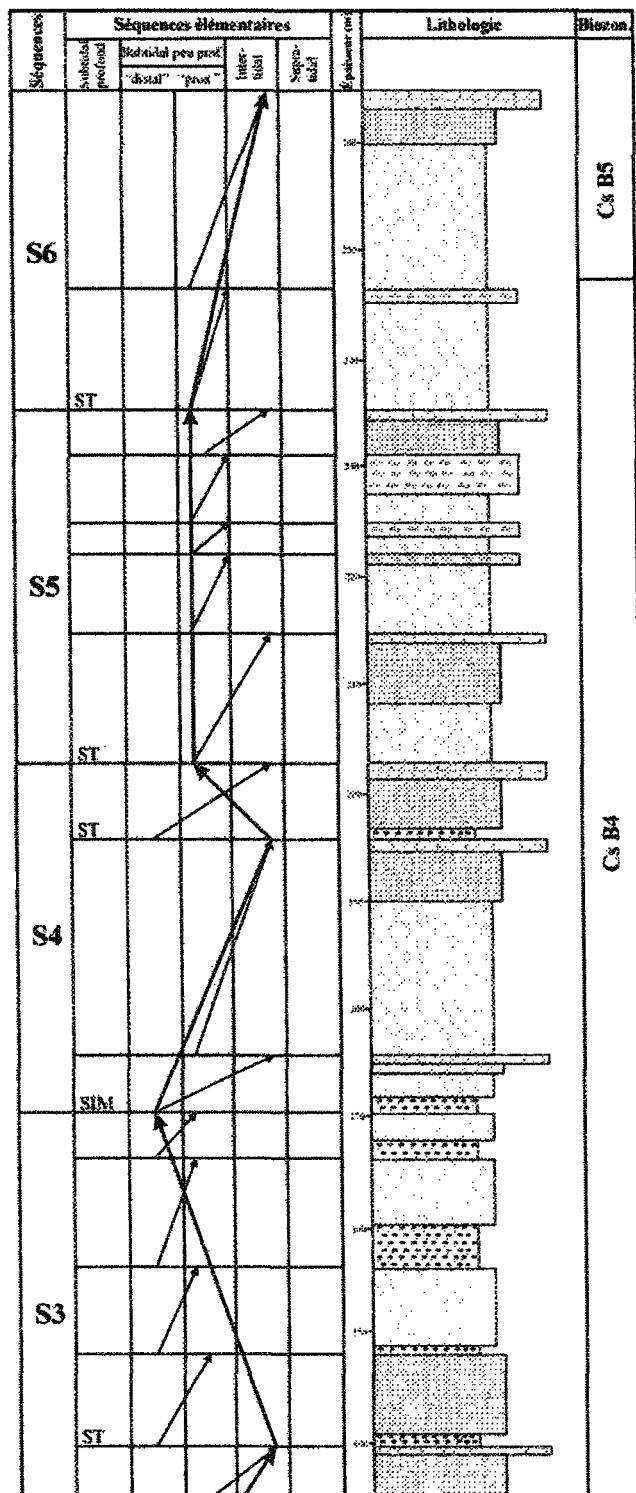


Fig.6. Analyse séquentielle de la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt), (deuxième partie).

Légende: Figure 5.

Fig.6. Sequences stratigraphy of Escalier section (Kruje-Dajt massif), (part two).

Legend: Figure 5.

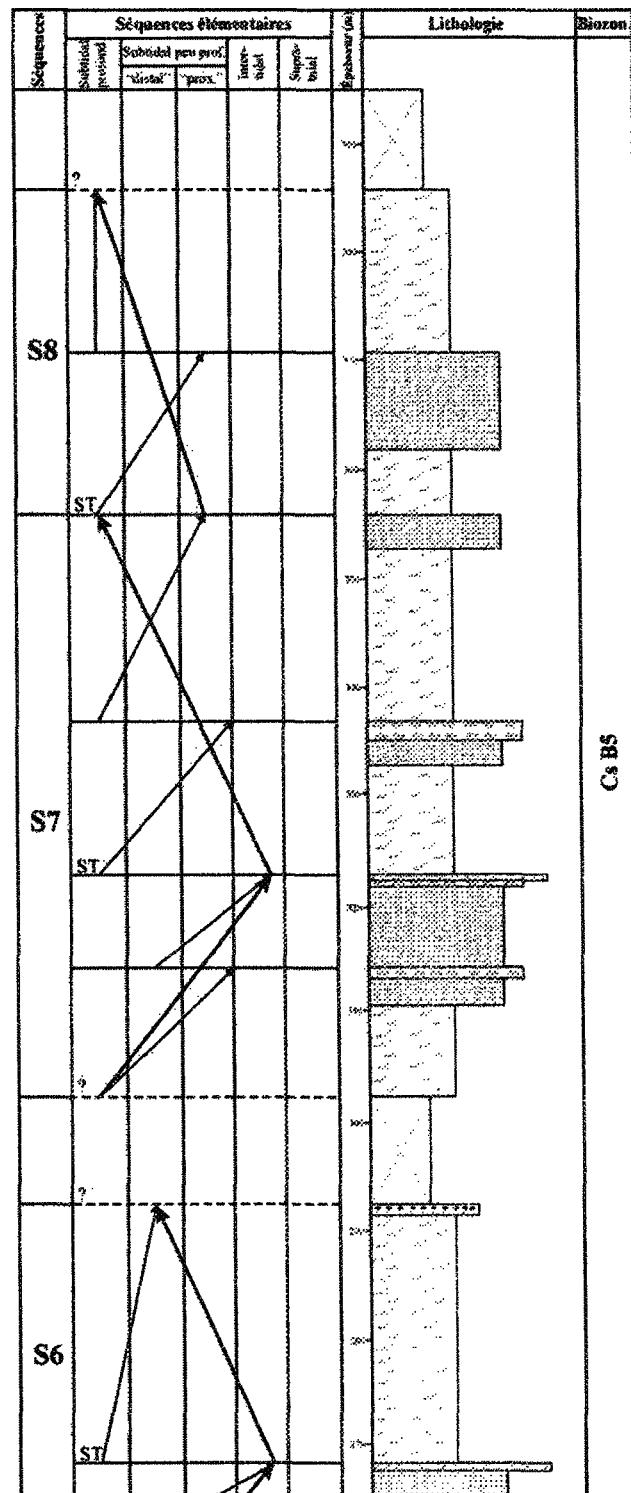


Fig.7. Analyse séquentielle de la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt). (troisième partie).
Légende: Figure 5.

Fig.7. Sequences stratigraphy of Escalier section (Kruje-Dajt massif), (part three).
Legend: Figure 5.

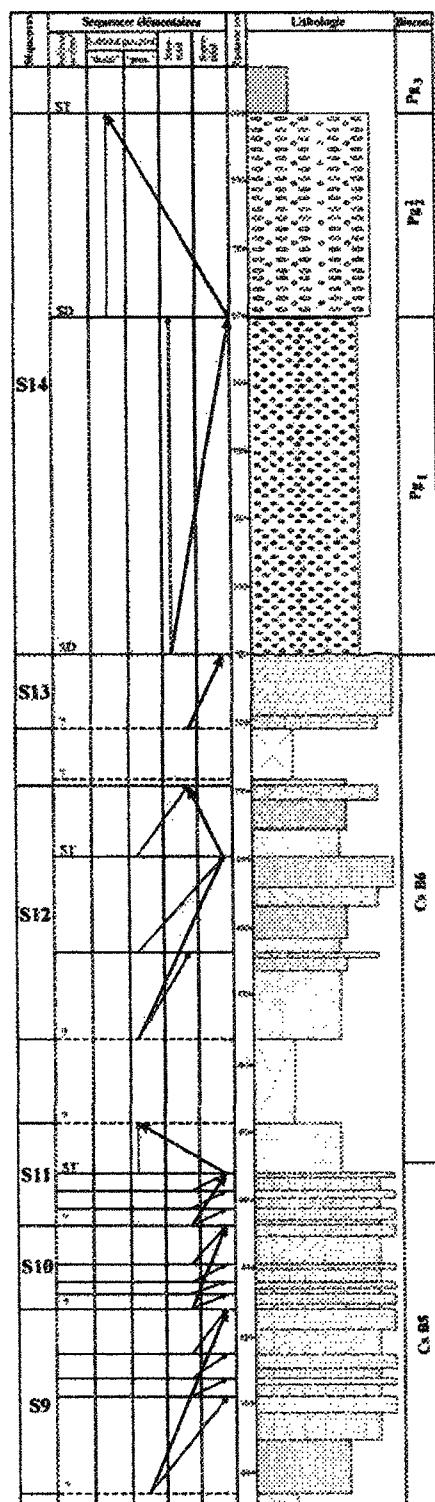


Fig.8. Analyse séquentielle de la coupe de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt).
(quatrième partie). Légende: Figure 5.

Fig.8. Sequences stratigraphy of Escalier section (Kruje-Dajt massif), (part four).
Legend: Figure 5.

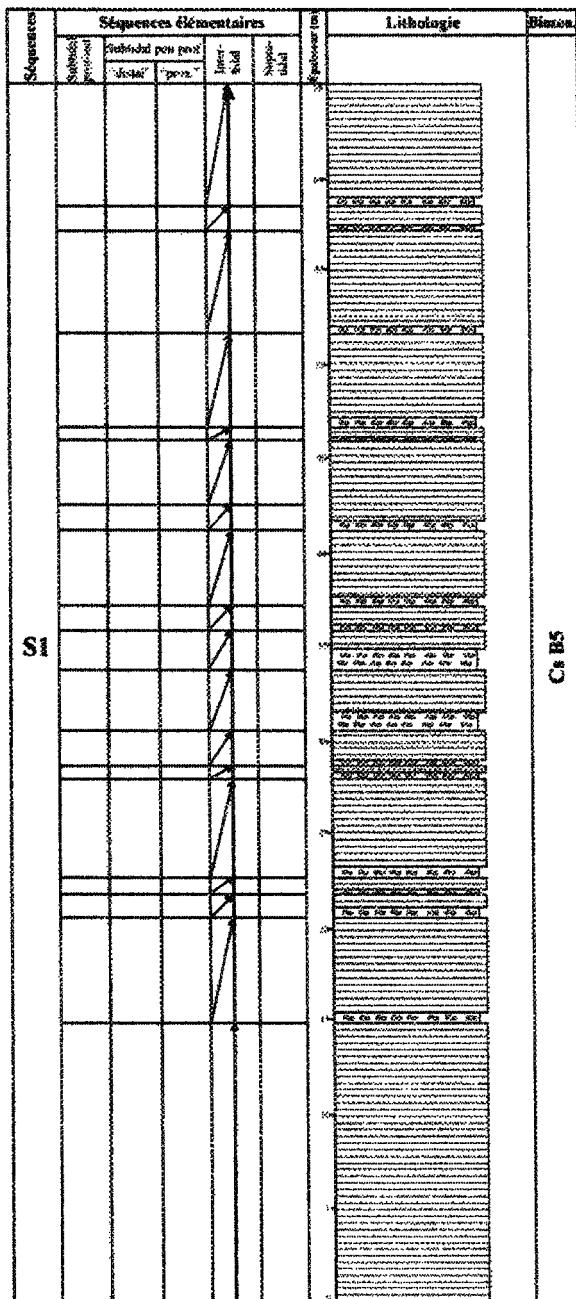


Fig.9. Analyse séquentielle de la coupe de La Route (messif de Makareshi), (première partie). Les flèches minces représentent les séquences élémentaires qui montrent l'évolution bathymétrique ; les flèches épaisses représentent les assemblages des séquences élémentaires (progradant, rétrogradant ou "verticale") ; S- séquence stratigraphique (cycle) ; ST - surface de transgression ; SIM - surface d'inondation maximum ; SD - surface d'érosion. La lithologie (légende : Figure 2B.) montre l'organisation verticale des faciès, dont la largeur est d'autant plus grande que la faciès est moins profond.

Fig.9. Sequences stratigraphy of La Route section (Makareshi massif), (part one). The thin arrows indicate the elementary sequences which show the bathymetric evolution; the thick arrows indicate the trends of the elementary sequences (regressive, transgressive or "vertical"); S - stratigraphic sequence; ST - transgressive surface; SIM - maximum flooding surface; SD - downward shift surface. The lithological log (legend: Figure 2B.) indicates the vertical organization of facies with a length more important for shallowest facies.

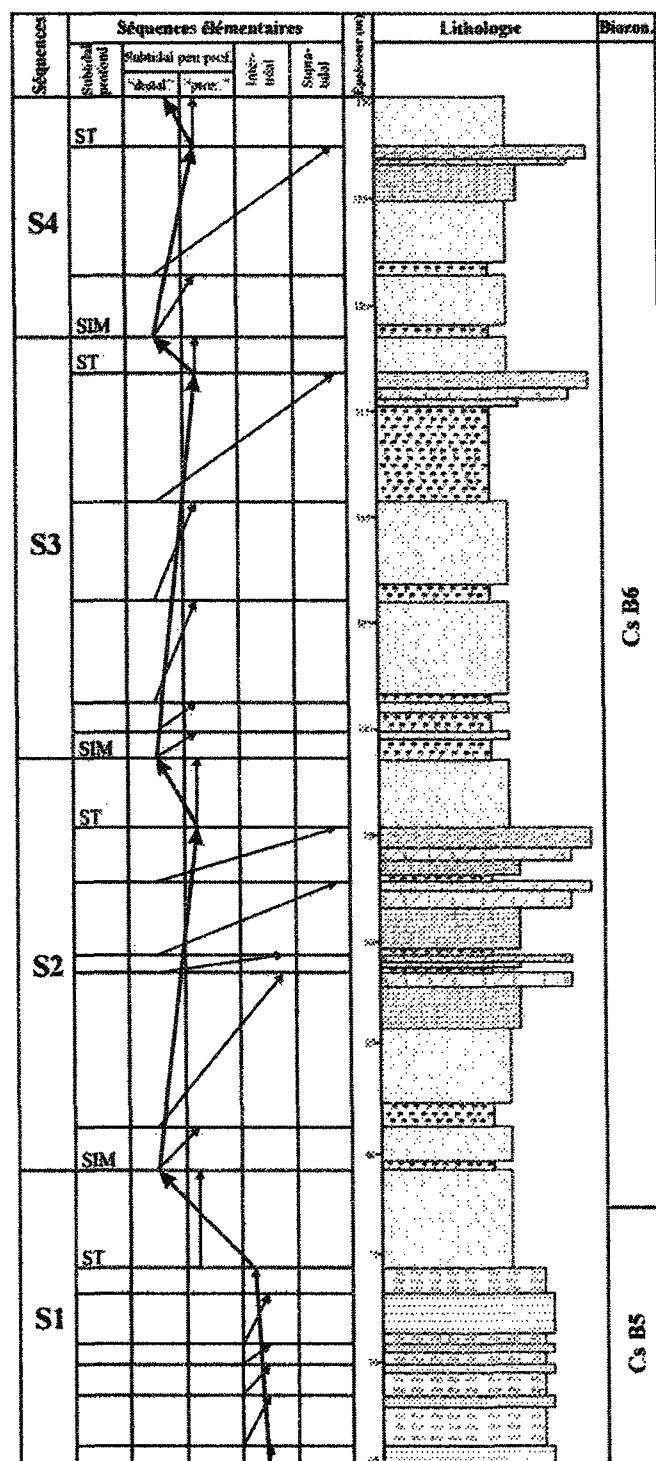


Fig.10. Analyse séquentielle de la coupe de La Route (massif de Makareshi), (deuxième partie).
Légende: Figure 9.

Fig.10. Sequences stratigraphy of La Route section (Makareshi massif), (part two).
Legend: Figure 9.

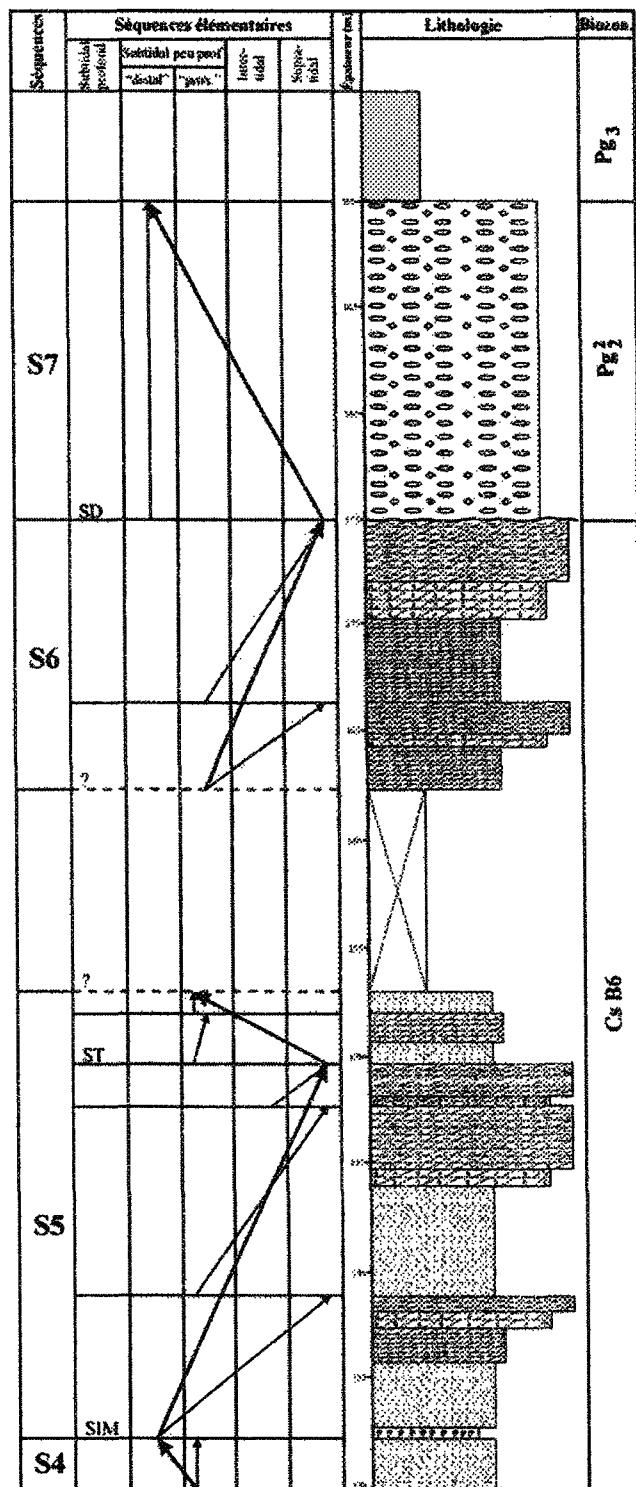


Fig.11. Analyse séquentielle de la coupe de La Route (massif de Makarashi). (troisième partie).
Légende: Figure 9.

Fig.11. Sequences stratigraphy of La Route section (Makarashi massif), (part three).
Legend: Figure 9.

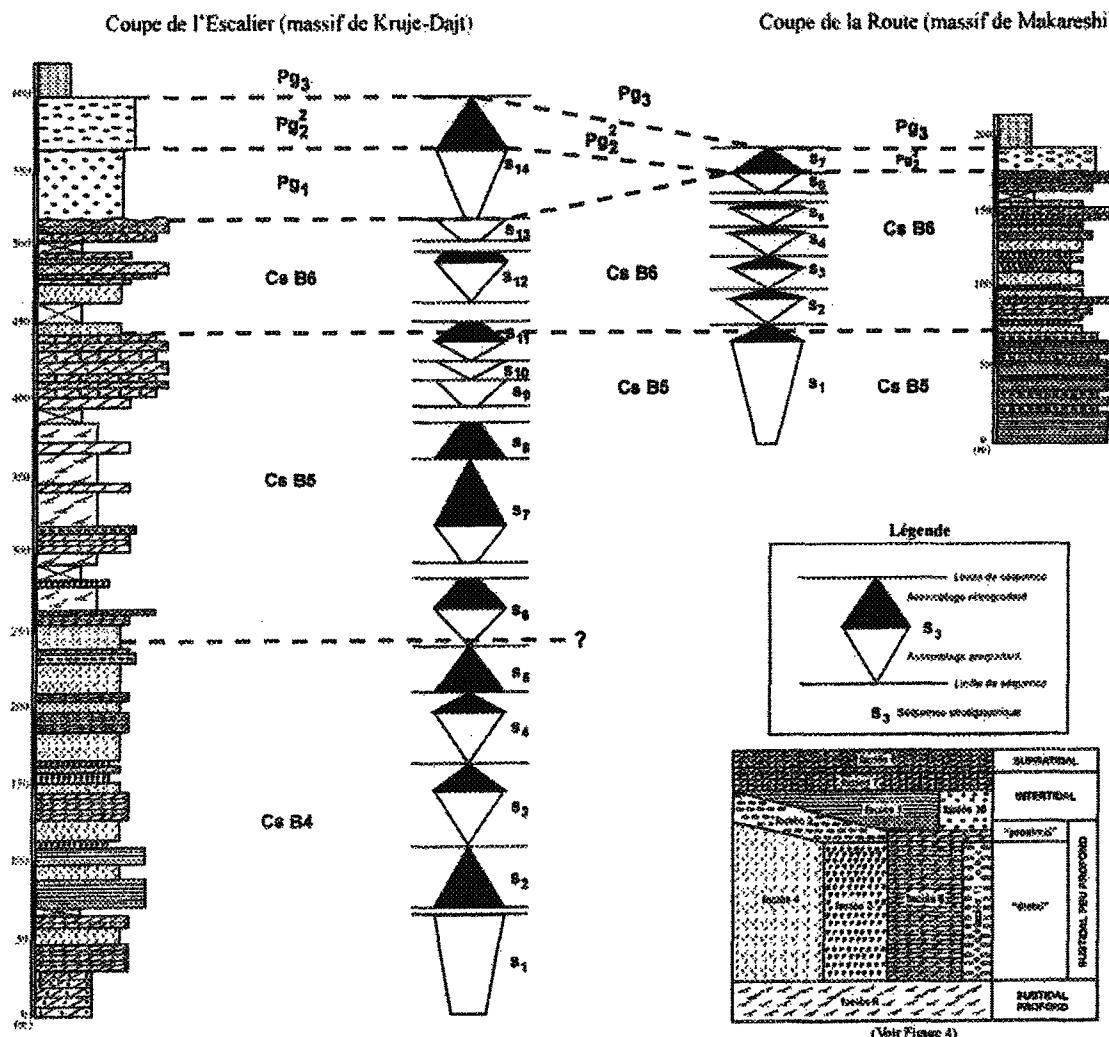


Fig.12. - Corrélation biostratigraphique entre la coupé de l'Escalier (massif de Kruje-Dajt) et la coupé de la Route (massif de Makareshi).
 Fig.12. - Correlation between the L'Escalier section (Kruje-Dajt massif) and the La Route section (Makareshi massif).

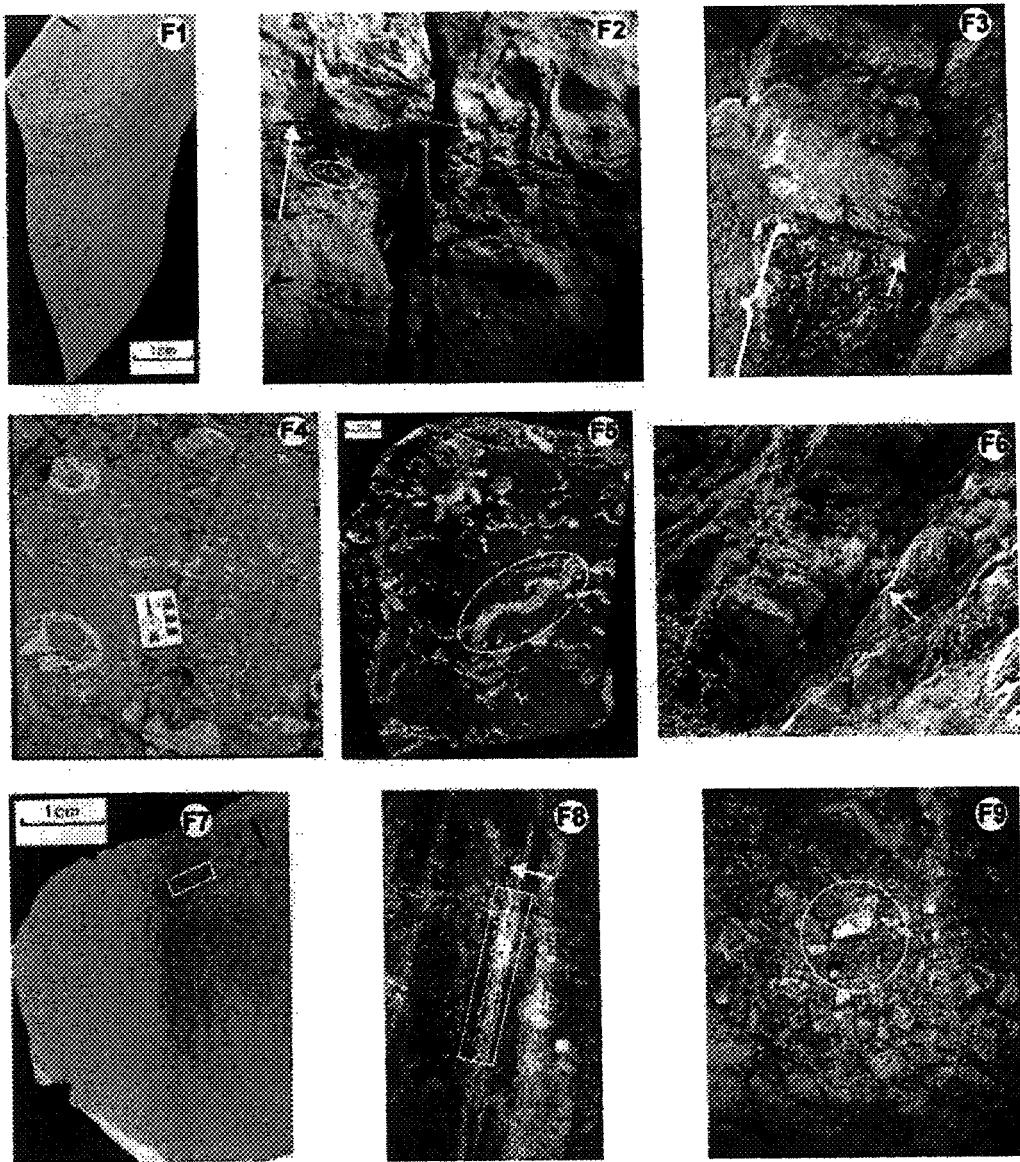


Planche 1. - F1: faciès de calcaires laminés (surface polie); F2: faciès de calcaires lumachelliens (coupe); F3: faciès de calcaires bioconstruits (coupe); F4: faciès de calcaires à débris de rudistes (surface de strate); F5: faciès de dolomies bioturbées (surface polie); F6: faciès de calcaires comportant des figures de courant (coupe); F7: faciès de dolomies à fenestras (surface polie); F8: faciès de dolomies laminées à figures de dessication (coupe); F9: faciès de dolomies bréchiques (coupe).

Notes: (a) F3, F6, F7, F8 et F9: coupe de l'Escalier; (b) F1, F2, F4 et F5: coupe de la Route; (c) les flèches représentées sur les photos indiquent la polarité; les rectangles et les cercles désignent les détails des différents faciès.

Plate 1. - F1: laminated limestone facies (polished surface); F2: storm deposit limestone facies (section); F3: patch reef limestone facies (section); F4: limestone facies with debris of rudists (bedding plane); F5: bioturbated dolomite facies (polished surface); F6: cross stratification limestone facies (section); F7: bird's eyes dolomite facies (polished surface); F8: laminated dolomite facies with desiccation cracks (coupe); F9: brecciated dolomite facies (coupe).

Notes: (a) F3, F6, F7, F8 and F9: L'Escalier section (Kruje-Daji massif); (b) F1, F2, F4 and F5: La Route section (Makareshi massif); (c) the arrows in the photos indicates the polarity; the rectangles and the circles design the details of the various facies.

CHAPITRE II

CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DES CARBONATES DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA PLATE-FORME :

METEORIC DIAGENESIS OF LATE CRETACEOUS AND PALAEOCENE-EOCENE SHALLOW-WATER CARBONATES IN THE KRUJA PLATFORM (ALBANIA): GEOCHEMICAL EVIDENCE

Grigor Heba and 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.*

and

Abderrazak El Albani

*UMR 6532-Hydrasa, Université de Poitiers, UFR SFA, Bât. Sciences
Naturelles, 40, avenue du Recteur Pineau, F- 86022 Poitiers Cedex,
France.*

Article sous presse dans *Geologica Carpathica* (Octobre 2008).

2.1 RÉSUMÉ

Des analyses géochimiques [la calcimétrie, la teneur en Sr, les variations isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ et les variations de Terres Rares (REE)] associées à l'analyse sédimentologique et séquentielle sont effectuées sur les coupes de L'Escalier (massif de Kruje-Dajt) et de La Route (massif de Makareshi). Ces deux coupes représentent une série carbonatée d'âge Crétacé terminal à Éocène de la plate-forme de Kruja (Albanie), qui appartient à la marge passive d'Apulie.

Les faibles valeurs du Sr et les valeurs homogènes du $\delta^{18}\text{O}$ dans les deux coupes ainsi que le synchronisme entre les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ (coupe de La Route) sont attribués à une diagenèse précoce, également démontrée par l'analyse pétrographique.

Au passage des biozones CsB5-CsB6, les pics et les excursions négatifs des valeurs de Sr et les excursions négatives du $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ dans les deux coupes, ainsi que le pic positif des REE (coupe de la Route), ont permis de mettre en évidence une nouvelle émersion durant le Crétacé supérieur : celle-ci est également reconnue au Campanien moyen (77.3 Ma), dans la plate-forme carbonatée de l'île de Brač (partie d'Apulie), grâce à la chute des valeurs isotopiques du Sr des rudistes. Cette émersion généralisée supra-régionale est liée à une baisse du niveau marin eustatique au Campanien moyen, enregistrée aussi dans le Domaine Boréal, dans l'Atlantique nord de l'époque et dans la marge méridionale de la Téthys.

Cette évidence géochimique les résultats de l'analyse sédimentologique et suggère un maximum de régression (baisse du niveau marin relatif) au passage des biozones CsB5-CsB6. Les fortes valeurs du Sr pour les calcaires de l'Éocène moyen (coupe de l'Escalier) indiquent un changement de milieu qui passe d'un lagon à un milieu marin ouvert. Les pics positifs des REE correspondent aux maximums d'approfondissement (transgressions), caractérisés par une augmentation relative de l'apport détritique. Cependant, les anomalies de certaines valeurs suggèrent des perturbations à caractère local, liées aux changements des apports argileux et aux modifications causées par la diagenèse. L'augmentation du pourcentage de la dolomite correspond aux épisodes régressifs, aux tendances régressives et aux faciès dolomitiques intertidaux à supratidiaux.

2.1 ABSTRACT

In the central part of the Kruja platform (Albania) located in the Apulian passive margin, geochemical analyses (calcimetry, Sr, REE and isotopic, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) coupled with sedimentological and sequence stratigraphic study were carried out on Late Cretaceous (CsB4, CsB5, CsB6 biozones) and Palaeocene to Middle Eocene shallow-water carbonates that crop out at Kruje-Dajt massif (L'Escalier section) and Makareshi massif (La Route section).

The low values in Sr content, the homogeneous $\delta^{18}\text{O}$ values in both sections and the covariance between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values (La Route section) are attributed to diagenesis influence by a meteoric water-buffered system, supported by petrographic observations.

Moreover, a new exposure surface during the Late Cretaceous time (between CsB5 and CsB6 biozones) may be proposed according to the low or negative excursions of Sr values, the negative excursions of isotopic values in both sections and a positive peak of normalized REE values (La Route section). These variations correlate with the geochemical signal reported by the decreasing strontium isotope values of rudist shells in the Island of Brač carbonate platform (Apulia domain) during the late Middle Campanian (77.3 Ma). Also, this continental exposure is consistent with the global sea-level fall reported from the Boreal Realm, North Atlantic, and the southern Tethyan margin.

This geochemical evidence is a complementary tool for sedimentological analysis and suggests a maximum regression (a sea-level fall) at the transition between CsB5 and CsB6 biozones. The high values of Sr content in Middle Eocene carbonates (L'Escalier section) reflect changes in depositional environment from restricted to open marine conditions. REE values increase through transgressive

systems track, characterized by small increase of detrital input. However, anomalies of certain values in both sections suggest disturbances linked either to changes in clay input and to diagenetic modifications. Peaks in dolomite content are linked with regressive episodes, or regression tendency, and dolomitic facies, as indicated by intertidal-supratidal depositional environments.

2.2 INTRODUCTION

The evolution of Cretaceous carbonate platforms was influenced by global changes in the carbon cycle, climate and marine productivity (Schlanger and Jenkyns, 1976; Weissert et al., 1998; Steuber and Veizer, 2002; Steuber, 2002).

Trace elements and carbon isotope stratigraphy realised in pelagic and hemipelagic carbonate successions combined with sedimentological analyse have been conducted to recognize systems tracts and sea-level changes for Cretaceous time (Jenkyns, 1995; Bellanca et al., 1996; Perez-Infante et al., 1996; Weissert et al., 1998; Kump and Arthur, 1999; Masse et al., 1999; Jarvis et al., 2001).

However, chemostratigraphy of shallow-water carbonate sediments remains understudied because the sedimentary record is often discontinuous and the geochemical data represents a combination of several signals, such as the depositional palaeoenvironments, the palaeosalinity and the influences of the diagenesis, particularly important in these sediments (Vincent et al., 1997, 2004).

The water-rock interaction of the diagenetic processes can modify the significance of the original chemical signal by the recrystallization of carbonate minerals. The oxygen isotope record in the Mesozoic and older carbonate rocks needs to be interpreted with cautions, because it is the product of the original record and an

unknown input by meteoric water influx later, during post-depositional diagenetic alteration at elevated temperature, between 40° and 50° according to Sheu (1990) and Marshall (1992).

Moreover, the carbon isotopic signal in Cretaceous carbonate platform is poor, showing often high-amplitude fluctuations because of the diagenetic overprint which complicates the identification of time and nature of the events causing those variations (Joachimski, 1994; Buonocunto et al., 2002). To overcome these problems, a multidisciplinary approach involving stratigraphic, sedimentological and geochemical data is recommended by several authors (Vincent et al., 1997, 2004; Joachimski, 1994; Buonocunto et al., 2002).

This study presents geochemical data for the Late Cretaceous and Palaeocene to Middle Eocene carbonates of Kruja platform, a folded and overthrust zone which is recognized from South to North in Albania (Papa, 1970; I.S.P.GJ. and I.GJ.N., 1983; Meço and Aliaj, 2000; Robertson and Shallo, 2000): this platform is located in the Apulian passive margin which extended on both sides of the Adriatic and Ionian sea (Fig. 1).

The two main objectives are: (1) to compare these results with the sedimentological and sequential results of this time interval where two periods of emersion are recognized, described in Heba and Prichonnet (2006); and (2) to determine the relationship between the geochemical signal, depositional environments and diagenesis.

To achieve these goals, two sections of this platform have been analyzed for carbonates, strontium and stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) content, and Rare Earth Elements (REE). The two sections presented here are the same than in the Heba and Prichonnet (2006): (a) the L'Escalier section in the Kruje-Dajt massif is composed of

360 m of limestones and 240 m of dolomitic rock; and (b) La Route section in the Makareshi massif includes 126 m of limestones and 49 m of dolomitic rock. Sample spacing was relatively large, representing only major facies and environmental changes, previously defined using sedimentological criteria, which should be coupled with geochemical signatures.

2.3 GEOLOGICAL SETTING

The studied sections cover the Upper Santonian to the Early Maastrichtian stages of the Late Cretaceous, from 86 Ma to 70 Ma. Both sections display a gap, the L'Escalier section extends into the Palaeocene up to the Middle Eocene and the La Route section only to the Middle Eocene. Finally, the Upper Eocene marls (in several locations) and the Oligocene flysch cover the platform carbonates (starting at 39.4 Ma).

For the whole carbonate sequence, the biostratigraphic framework is mainly based on benthic foraminifera. The Late Cretaceous is divided into four biozones (Heba, 1997; Heba and Prichonnet, 2006) based on species of the Rhytidioninidae family (Fleury, 1980), namely CsB4 (Upper Santonian-Campanian), CsB5 (Early Campanian), CsB6 (Upper Campanian-Early Maastrichtian) and CsB7 (Upper Maastrichtian). With regards to the Tertiary, it is characterized by typical Palaeocene and Middle Eocene miliolids and large hyaline foraminifera (Gjata et al., 1968; Peza, 1973, 1977, 1982).

The stratigraphic succession is dominated by Late Cretaceous neritic carbonates, limestones and dolomites, containing benthic foraminifera that were deposited in a confined subtidal to supratidal environment (Papa, 1970; Peza, 1973, 1975, 1977, 1982; I.S.P.GJ. and I.GJ.N., 1983; Heba, 1997; Meço and Aliaj, 2000; Robertson and Shallo, 2000; Heba and Prichonnet, 2006).

Local variations of environments between the two sections are attributed to minor and common fluctuations of carbonate platforms, mainly due to facies succession; and in two periods of time, to eustatic variations which had caused two emergences (regressions) and temporal discontinuities at the end of Cretaceous and Early Eocene times, with also some differences between the two sections. The major regression in Kruja platform began at the end of the Early Maastrichtian and extended for about 3 Ma at the L'Escalier section, where CsB7 foraminifera biozone (Upper Maastrichtian) is missing (Heba, 1997; Heba and Prichonnet, 2006), and about 20.5 Ma at the La Route section creating a gap ranging from biozone CsB7 to the Early Eocene. Evidently these gaps include largely the Cretaceous-Tertiary limit. The second regression is characterized by the presence of bauxite, but is only observed in the L'Escalier section: it lasted about 5 Ma during the Early Eocene. At the top of carbonate sequence in both sections, the Middle Eocene consists of organogenic limestones, deposited in an open shallow subtidal environment.

2.4 SEDIMENTOLOGICAL AND SEQUENCE STRATIGRAPHICAL ANALYSIS

A general introduction to the facies analysis and sedimentary cycles of the L'Escalier and La Route sections is given here; further details can be found in Heba and Prichonnet (2006).

The Late Cretaceous to Palaeogene carbonate deposits of L'Escalier and La Route sections display eleven sedimentary facies (F1 to F11; Fig. 2), ranging from subtidal to supratidal environments. Those facies are arranged in a related sedimentary model as suggested by environmental interpretation of the depositional textures (Fig. 2).

The deepest environments are characterized by limestones showing oblique stratifications (facies 6). Shallow subtidal environments are represented by: (1) rudist debris-bearing limestones (facies 4) which dominate both sections, (2) rudist patch reef limestones (facies 3), (3) dolomicrosparites displaying bioturbation traces (facies 5), and (4) bioclastic limestones (facies 11) containing large hyaline foraminifera (Nummulites and Discocyclines). Intertidal environments are represented by (1) laminated limestones attributed to microbial mats (facies 1), (2) rudist storm deposit limestones (facies 2), (3) bird's-eyes-bearing dolomites (facies 7), (4) miliolids-bearing limestones (facies 10), and (5) brecciated dolomites (facies 9) typical of intertidal channels. Supratidal environments are represented by laminated dolomites displaying desiccation cracks (facies 8). The dolomitic facies (facies 5, 7, 8 and 9) are interbedded with limestone facies in the Late Cretaceous part of the sedimentary succession and present idiotopic textures (euhedral, eorphytopic and euhedral). These features demonstrate a dolomitization during the early diagenesis in a sabkha-type supratidal environment (Purser, 1980; Walker and James, 2000; Heba and Prichonnet, 2006).

According to the depositional model of facies succession seven distinctive parasequences have been identified (Heba and Prichonnet, 2006). Potential parasequence boundaries can be identified at this step based on one or more of the following stratigraphic criteria: sharp changes of facies, maximum flooding surfaces, transgression surfaces, clearly defined erosional truncation and direct evidence of subaerial exposure.

From the recognition of progradational or retrogradational parasequence sets, fourteen genetic sequences (or cycles) *sensu* Cross (1988) can be determined in the L'Escalier section and seven in the La Route section (Fig. 1). The maximum regression happened simultaneously in both sections, at the thirteenth genetic

sequence level (S13) in the L'Escalier section and at the sixth genetic sequence level (S6) in the La Route section (Fig. 1), characterized by an exposure surface at the end of CsB6 biozone (Upper Campanian-Early Maastrichtian), (Heba and Prichonnet, 2006).

Similar episodes of regression associated with continental diagenesis or sedimentation (karstic fillings) are reported since the Maastrichtian time in other platforms of the Apulia domain (Gavrovo-Tripolitza in Greece, Mavrikas, 1993 and Landrein et al., 2001; Island of Brač in Croatia, Gusic and Jelaska, 1990). This regression recorded in these two sections of the Kruja platform can be attributed with confidence to a global eustatic variation (relative sea-level fall) at the end of the Early Maastrichtian time.

2.5 GEOCHEMICAL APPROACH

2.5.1 Methods

A total of 96 bulk sediment samples (Table 1), 60 for the L'Escalier section and 36 for the La Route section, were selected for geochemical analysis. These provide a relatively good stratigraphic coverage of each main facies through the Late Cretaceous to Middle Eocene studied interval.

Calcimeter analysis of carbonates (limestone and dolomitic facies) was applied on all micrite samples in each section. The measurements were made with a Bernard-type apparatus at the Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'Université du Québec à Montréal (UQAM).

Stable isotopes, Sr and REE analyses were performed on samples containing 80 to 100 % calcite (33 samples for the L'Escalier section and 18 for the La Route section; Table 2). During sampling, as much as possible, the dolomitic facies were discarded. Moreover, visible fossils or shell fragments (Nummulites, Discocyclines and rudists) have not been included. Samples were crushed, and powdered (5 g of powder) in an agate mortar to avoid contamination.

Carbon and oxygen isotopic measurements were done at the Stable Isotope Lab from GEOTOP-UQAM-McGill (Montréal, Québec) with a Micromass Isoprime™ spectrometer with Multicarb™ system. The isotopic results are reported against the VPDB international standard. Average precisions based on replicate analysis of selected samples or laboratory standards were $\pm 0.1\text{‰}$ for $\delta^{13}\text{C}$ and $\pm 0.2\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$.

Strontium (Table 2) and REE analysis (Table 3) were obtained at OGS GeoLabs in Sudbury (Ontario) with an ICP-MS (IM-100) unit for samples prepared by Open Beaker Digest method (code: OT4, brochure of OGS GeoLabs, 2003). Lower limits of detection for these trace elements are: 1 ppm for Sr, 0,05 ppm for La; 0.1 ppm for Ce; 0.04 ppm for Nd; 0.02 ppm for Sm; 0.01 ppm for Gd; 0.01 ppm for Dy; and 0.008 ppm for Er. Samples were digested in an open beaker using a combination of hydrofluoric, hydrochloric, nitric and/or perchloric acids. REE abundances were normalized (Table 4) to the average of North American Shale Composite values (NASC) given by Gromet et al. (1984): La=31.1 ppm; Ce=67.03 ppm; Nd=30.4 ppm; Sm=5.98 ppm; Gd=5.5 ppm; Dy= 5.54 ppm; and Er=3.27 ppm.

2.5.2 Description of geochemical variations

Calcimeter measurements

Calcite is the dominant carbonate mineral in analyzed micrites of both sections (Table 1, Figs. 3 and 4).

In the L'Escalier section (Table 1), where 60 % of carbonates are limestones, the calcite content is generally between 75 % and 95 % (for 80 % of analysis). However, peaks of dolomite ranging from 71.6 to 87 % are identified in this series of limestones in some samples (Fig. 3): V2, V3, V12, V31, V32 and V203.

In the La Route section (Table 1), with 75 % limestone, calcite represents between 85 % and 95 % of the carbonate content (for 80 % of analyses).

Dolomite peaks ranging from 55.4 to 73.3 % are restricted to CsB6 biozone, respectively to samples Ms16, M191, M201 and M210 (Fig. 4).

Strontium measurements

Three main features of the Sr contents are observed in the L'Escalier section (Fig. 5): (1) the fluctuation of lower values, ranging from 200 to 400 ppm (samples V36 to V178, Table 2), in Cretaceous limestones corresponding to the CsB4 and CsB5 biozones; (2) the increase of the Sr contents to about 500 ppm in biozone CsB6, although there are some lower values of about 250 ppm in two samples of facies 10 (V208 and V209; Palaeocene miliolids limestones); and (3), the highest values found in nummulites and discocyclines Middle Eocene limestones (780 ppm in sample V204 and 1016 ppm in sample V207; facies 11).

In the La Route section (Fig. 6), the Sr curve displays: (1) mostly values ranging again from 200 to 400 ppm; and (2) a low value recorded near the top of CsB5 biozone (118 ppm, sample M109). However, in this section strontium values for the Middle Eocene limestones (facies 11) are much lower than those obtained for the same facies in the L'Escalier section (e.g. 318 and 300 ppm respectively in samples M211 and M211/1).

Stable isotope data

In the L'Escalier section (Fig. 5), carbon isotope values vary from $-2.08\text{\textperthousand}$ to $+3.39\text{\textperthousand}$. Most of the Late Cretaceous limestones display positive $\delta^{13}\text{C}$ values, but three negative peaks were recorded in the upper part of biozone CsB5 (samples V163, V178) and in biozone CsB6 (sample V194). Thus, over most of biozones CsB4 and CsB5, $\delta^{13}\text{C}$ values remain around 2\textperthousand . After a long-term decrease until the top of CsB6 biozone (sample V178), a rapid change back to positive values is observed ($+2.57\text{\textperthousand}$ in sample V185). Finally, after a $\delta^{13}\text{C}$ negative excursion ($-0.98\text{\textperthousand}$ in sample V194) there is a new positive shift ($+2.5\text{\textperthousand}$ in sample V195). Tertiary limestones are characterized by $\delta^{13}\text{C}$ values near $+1.1\text{\textperthousand}$.

The $\delta^{18}\text{O}$ curve of the L'Escalier section (Fig. 5) displays values ranging from -5.84 to $-1.77\text{\textperthousand}$. In particular, a general decrease is observed from the base of the section to the end of CsB5 biozone (at the level of V178 sample), followed by a sharp positive shift. Tertiary oxygen isotope curve shows a negative excursion with the lowest value ($-5.84\text{\textperthousand}$ in sample V207) at the top of the section. Some samples (V114, V193, V204 and V207) have $\delta^{18}\text{O}$ values smaller than $-5\text{\textperthousand}$, the limit for marine carbonate deposits in modern sediments according to James and Choquette (1990).

In the La Route section (Fig. 6), $\delta^{13}\text{C}$ values range from $-4.30\text{\textperthousand}$ to $+1.96\text{\textperthousand}$. At the base of the section, most $\delta^{13}\text{C}$ values are negative with a peak of $-4\text{\textperthousand}$ (sample

M109) near the top of biozone CsB5. A positive excursion follows, shifting to values circa +1‰ (samples M127, M129 and M136). Above this positive excursion, $\delta^{13}\text{C}$ values mainly fluctuate between 0.6‰ and 1.96‰. At the top of the section, the limestones of the Middle Eocene display slightly negative $\delta^{13}\text{C}$ values (facies 11; -0.66‰ and -0.56‰ respectively in samples M211 and M211/1).

The $\delta^{18}\text{O}$ curve for this section shows very similar variations as the $\delta^{13}\text{C}$ curve. Two main features of the $\delta^{18}\text{O}$ record are observed in the Late Cretaceous: (1) the negative excursion with the lowest value (-3.95‰) in sample M109; and (2) the broad positive excursion followed by values mostly fluctuating around -2.4‰. In contrast to the L'Escalier section, the Middle Eocene limestones (facies 11) display here more negative values (-3.8‰ and -3.71‰ respectively in samples M211 and M211/1), similar to the negative peak identified by the sample M109.

Rare earth elements (REE) measurements

In the L'Escalier section (Fig. 7), normalized REE values of the Late Cretaceous and the Palaeocene limestones fluctuate between 0 and 0.025, whereas the highest values are recorded in the Middle Eocene limestones ranging from 0.019 to 0.058: normalized REE positive peaks (marked by black arrows) are distinguished in samples V45, V60, V91, V146, V194 and V207.

Normalized REE variations in the La Route section (Fig. 8) are less pronounced than in the other section. But during the Late Cretaceous time, a significant positive peak (sample 109) was recorded near the top of CsB5 biozone.

2.6 INTERPRETATION OF GEOCHEMICAL VARIATIONS AND DISCUSSION

2.6.1 Diagenetic effects on the trace elements and the isotopic signature

The strontium profiles for the Cretaceous carbonates of the L'Escalier section, corresponding to the CsB4 and CsB5 biozones (samples V36 to V178, Fig. 5, Table 2) and for the entire La Route section (Fig. 6, Table 2), display depleted values between 200 to 400 ppm. They are very low in comparison with global values of Cretaceous pelagic limestones (500-900 ppm; Steuber, 2002) and of Carboniferous micrites (700 to 3400 ppm; Wiggins, 1986), which are interpreted and considered as initial marine values of carbonate sediment (Wiggins, 1986; Steuber and Veizer, 2002). Similar depleted values (ranging from 200 to 400 ppm) have been reported in the Bajocian-Bathonien and Middle Oxfordian carbonate-shelf sedimentary successions of the Paris basin (France), (Vincent et al., 1997; 2006). According to Vincent et al. (2006) low strontium contents can be explained by the meteoric water-rock interactions involving freshwater fluids with very low Sr and Mg contents during burial diagenesis.

Bulk carbonates from the various depositional environments of the two sections show no significant differences in the oxygen isotope ratios (Figs. 5 and 6, Table 2). These values are relatively homogeneous, around $-2.90\text{\textperthousand}$ in the La Route section and $-3.56\text{\textperthousand}$ in the L'Escalier section. All these data might be interpreted as a result of diagenetic stabilization of the carbonate mud in an "open water-buffered oxygen system" (Joachimski, 1994). During early diagenesis meteoric waters migrate through pore spaces, thus allowing chemical interactions between the water and rock constituents. In this way, the isotopically lighter meteoric water can overprint the

carbonates, leaving a more depleted signature than the primary signature of deposition.

Petrographic observations have shown some valuable indications proving several phases of diagenesis: (a) early diagenesis as proved by the presence of crystals of dolomite scattered in calcite matrix, partially recrystallized; (b) early to more late diagenesis as proved by a coarse cement filling the residual porosity; and (c) late (burial ?) diagenesis as demonstrated by three stages of recrystallization in calcite veins (centripetal zonation: black, yellow and yellow-orange), as shown by cathodoluminescence analysis (thin section V163, L'Escalier section, Table 2; Heba, 1997).

In both sections (Figs. 5 and 6, Table 2), $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ appear to change in parallel. In carbonate platforms, positive covariance between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ has been interpreted as a result of early diagenetic alteration of limestones in the marine-meteoric mixing zone (Joachimski, 1994; Buonocunto et al., 2002; Allan and Matthews, 2006). In the Kruja platform, cross-plots of $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ values (Fig. 9) show a covariant isotopic trend for the La Route section (Fig. 9-B) that is indicative of a clear diagenetic alteration, and a minor covariation for the L'Escalier section (Fig. 9-A), suggesting a weaker diagenetic alteration.

In particular, isotope values decrease towards levels defined respectively by sample V178 in the L'Escalier section ($\delta^{13}\text{C} = -0.44\text{\textperthousand}$ and $\delta^{18}\text{O} = -4.93\text{\textperthousand}$) and sample M109 in the La Route section ($\delta^{13}\text{C} = -4.30\text{\textperthousand}$, $\delta^{18}\text{O} = -3.95\text{\textperthousand}$). These negative peaks are followed in the two sections by sharp positive shifts in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values. Moreover, the negative $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values at the level of sample V178 in the L'Escalier section correspond with the end of the low Sr values (e.g. 200 to 400 ppm, Fig. 5), whereas in the La Route section, the negative isotopic peaks at the level of

sample M109 correspond with the low value of Sr (e.g. 118 ppm, Fig. 6) and the positive peak in the normalized REE profile (Fig. 8).

All these data seem to indicate subaerial exposure near the level of sample V178 in the Escalier section and near the level of sample M109 in the La Route section. According to Joachimski (1994) and Buonocunto et al. (2002), the record of this kind of subaerial exposure, in both sections here, is related to soil-derived influence in $\delta^{13}\text{C}$ values and to meteoric diagenesis effect in $\delta^{18}\text{O}$ and Sr values. The positive peak in the normalized REE profile of the La Route section (sample M109, Fig. 8) may result from a probable weak pedogenetic influence near the exposed surface in this section and to an increase of detrital input during the transgressive phase of S1 cycle (genetic sequence).

2.6.2 Geochemical patterns as indicators of system tracts and depositional environments

In the L'Escalier section, the exposure event at the level of sample V178 indicated by the end of the low values of Sr content and the decreasing trend of isotopic signatures (Fig. 5), corresponds to the transgressive surface of progradational parasequence set of S11 cycle (Heba and Prichonnet, 2006). This semi-regression cycle characterized by the upper intertidal to supratidal environments (facies 7 and 8, Fig. 2) was followed by a sharp deepening of environment (facies 4) that coincides with sharply rising Sr, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values.

The subaerial event recorded in the La Route section (at the level of sample M109) by the low Sr content and the low $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values (Fig. 6), and the positive peak on the normalized REE (Fig. 8) is consistent with the sedimentological interpretation (Heba and Prichonnet, 2006): this event registered near a transgressive

surface coincides with the inflection point between the progradational parasequence set of S1 cycle (intertidal environment, facies 1 and 2, Fig. 2) and the facies 5 which indicates relatively greater environment of deposition (subtidal).

In the two sections, these subaerial events are registered at the same stratigraphic position, between biozones CsB5 (Early Campanian) and CsB6 (Upper Campanian-Early Maastrichtian), at the regressive system tract (S11 in the L'Escalier and S1 in the La Route). That suggests a local maximum of the regression in the Kruja platform. A similar episode of exposure is recognized at the same time during the late Middle Campanian, (77.3 Ma) in the Island of Brač carbonate platform (Apulia domain, in Croatia) by decreasing strontium isotope values of low-Mg calcite of rudist shells (Steuber et al., 2005).

This correlation reflects a larger inter-regional feature: all these platforms of the Apulia domain emerged at the same time. Moreover, this phenomenon is correlated with the global sea-level fall reported from the Boreal Realm, North Atlantic, and the southern Tethyan margin (Jarvis et al., 2002; Steuber et al., 2005). This evidence strongly suggests that CsB5 sedimentation in the two sections was eustatically controlled and another maximum regression may have occurred at the transition between CsB5 and CsB6 biozones, a biostratigraphic limit (named the New Exposure in Figs. 5, 6 and 8).

The variations in Sr contents are known to reflect the paleosalinity of the seawater in which carbonates precipitate with increasing Sr contents reflecting increasing salinity (Steuber and Veizer, 2002). In carbonate platforms, high Sr content reflects more open marine environment located in the distal part of a depositional profile and, inversely, low Sr content is indicative of low salinity environment near subaerially exposed islands, located in the proximal part of the same profile (Vincent et al., 2006). As a matter of fact, in both sections of the Kruja platform, petrographic

observation did not allow to find any kind of evaporite precipitation (crystals or ghost crystals of gypsum or anhydrite). The highest contents of Sr (765.25 and 1016.68 ppm, Table 2) in the L'Escalier section (samples V204 and V207, Fig. 5) are associated with nummulites and discocyclines limestones (facies 11) of Middle Eocene (Heba and Prichonnet, 2006): this is a new evidence reflecting open marine conditions with normal salinity and characterizing more distal depositional environment of facies 11 (Fig. 2). In contrast, the low Sr contents recorded by the same facies in the La Route section and by all proximal depositional environments (facies 1 to 9) which are common to the Late Cretaceous carbonates in the two sections may indicate the influence of meteoric water (low salinity) due to the decrease in paleobathymetry and the exposure related to early diagenesis, and the effects of burial diagenesis (Vincent et al., 1997, 2006), as discussed in section 5.1.

Normalized REE variations are more significant in the L'Escalier section (Fig. 7) than in the La Route section. The highest values (black arrows, samples V45, V91, V146, V194 and V207) correspond to retrogradational parasequences (sequences S3, S5, S8, S12, S14) and suggest a series of short and significant detrital inputs that characterize transgressive systems tracts. However, some anomalies are observed during the regressive episodes of three sequences: high REE values in the sequence S4 (sample V61); and high Lanthanum values in the sequences S7 (sample V110) and S11 (sample V178). These deviations from the predicted relationships suggest perturbations in the local clay input indicated by the insoluble fraction of calcimeter analyses in 4 control samples, showing proportions of up to 12% of insoluble material (Figs. 3 and 4): samples V173, V187, M73 and M136.

In the two sections, peaks in dolomite content are isolated between the limestone facies. Several peaks correspond to the progradational set of genetic sequence: S2, S3 and S11 sequences in the L'Escalier section (Fig. 3); and S2, S4 and S6 sequences in the La Route section (Fig. 4). Moreover, near the top of these

sections, the dolomite increase (samples V203 in L'Escalier and M210 in La Route) coincides with the major regression in Kruja platform at the end of Early Maastrichtian time recorded respectively on the S13 and S6 sequences, which include essentially upper intertidal to supratidal environments (facies 7 and 8, Fig. 2). Finally, in the Escalier section, two peaks in dolomite content (samples V2 and V3, Fig. 3) are associated with dolomite facies, such as brecciated dolomites (facies 9) and bioturbated dolomite (facies 5). This distribution of high values in the dolomite content in both sections therefore supports the sabkha-type dolomitization in a very shallow environment (Heba and Prichonnet, 2006).

2.7 CONCLUSIONS

The study of the geochemical signatures together with sedimentological data of shallow-water carbonates of Late Cretaceous and Palaeocene to Middle Eocene from L'Escalier (Kruje-Dajt massif) and La Route (Makareshi massif) sections, Kruja platform (Albania), supports the following conclusions:

- (1) The depleted values in strontium contents (most of them, from 200 to 400 ppm), the homogeneous $\delta^{18}\text{O}$ values (between $-2.90\text{\textperthousand}$ and $-3.56\text{\textperthousand}$) in the two sections and the significant covariation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the La Route section reflect the development of a regional meteoric phase and associated carbonate diagenesis. Consequently, the initial marine chemical signal is modified during the diagenesis developed near subaerial-exposed sedimentary environments. Petrographic analysis are supporting this results;
- (2) The geochemical patterns suggest a new exposure level during the Late Cretaceous time, at the CsB5/CsB6 biostratigraphic limit. In the L'Escalier section, this exposure recorded by sample V178 is identified by the end of the low Sr values and by the negative excursions of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values. In the La Route section, the exposure level recorded by sample M109 is

characterized by the low Sr values and by the low $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values, and the positive peak of normalized REE values. This subaerial exposure, at the end of regressive phase of the S11 sequence (L'Escalier section) and S1 sequence (La Route section), is comparable with that recognized by the decreasing of strontium isotope values of rudist shells in the Island of Brăc (Apulia domain). It could correspond with the global sea-level reported from the Boreal Realm, North Atlantic and the southern Tethyan margin;

- (3) The high Sr content in samples V204 (780 ppm) and V207 (1016 ppm) in Middle Eocene carbonates (facies11, nummulites and discocyclines limestones) at the L'Escalier section reflects probably a more distal part of the Kruja platform during this time, in a normal open marine environment;
- (4) Elevated values in REE in both sections coincide with maximum water depths during the transgression episode. Anomalies in REE concentrations during regressive episodes in sequences S4, S7 and S11 in the La Route section suggest local perturbations possibly linked with small increase in clay content. But more data would be necessary to decipher the exact origin of these changes;
- (5) The increase in dolomite contents (55-86%) corresponds with the regressive episodes in genetic sequences and dolomitic facies, suggesting a sebkha-type dolomitization as explained by the sedimentological analysis.

The geochemical characterization therefore appears to be a useful approach to complete the general environment of platform sedimentation in an emersion context. A comparison of these results with data from equivalent platforms in the Apulia domain would be of interest.

Table 1. Calcimetry data for L'Escalier and La Route bulk sediment samples

Sample	% CaCO ₃	% (CaMg)CO ₃	Facies	Sample	% CaCO ₃	% (CaMg)CO ₃	Facies
L'Escalier section (Kruje-Dajti Massif)							
V2	23,88	78,56	F9	V198	24,95	72,93	F8
V3	20,87	81,94	F5	V203	26,22	71,64	F8
V12	15,88	86,95	F1	V208	98,62		F10
V31	21,19	81,62	F4	V208/1	93,13		F10
V32	28,73	72,58	F5	V209	97,18		F10
V36	97,64		F4	V209/1	91,28		F10
V45	89,96		F4	V204	98,77		F11
V54	83,56		F3	V205	83,22		F11
V48	92,50		F4	V206	94,61		F11
V51	81,21		F4	V207	79,58		F11
V57	97,15		F4				
V58	91,18		F4				
V62	87,13		F4				
V64	92,07		F4	M10	95,94		F1
V70	88,00		F4	M14	96,21		F1
V74	96,38		F5	M17	99,03		F1
V75	94,51		F5	M20	96,16		F1
V76	92,18		F4	M25	99,31		F1
V83	96,97		F4	M35	95,99		F1
V88	98,40		F4	M41	84,77		F1
V91	99,47		F2	M46	99,37		F1
V96	91,22		F4	M47	98,18		F2
V101	84,22	12,56	F6	M73	95,99		F2
V102	88,25		F6	M92	87,16		F2
V108	88,06		F3	M99	97,22		F1
V110	98,35		F6	M105	98,27		F2
V111	97,61		F6	M109	98,63		F1
V114	96,93		F4	M127	92,31		F2
V120	87,71	3,02	F2	M129	99,33		F4
V124	97,75		F6	M136	88,16		F4
V125	96,48		F6	M142	99,38		F3
V134	94,94		F6	M145	88,50		F4
V136	97,61		F6	M16	43,71	55,41	F5
V143	96,52		F4	M186	67,67	32,25	F7
V144	92,75		F6	M186/1	99,85		F4
V146	97,32		F6	M159	92,95		F4
V149	93,19		F4	M171	86,54	9,62	F3
V163	97,22		F4	M172	99,68		F4
V173	15,52	86,91	F7	M174	90,32	1,52	F4
Vs15	29,10	71,99	F8	M177	84,85	9,84	F4
V178	95,23		F4	M179	86,83	7,83	F3
V184	59,20		F4	M191	33,48	65,50	F5
V185	94,04		F4	M194	92,73	6,73	F4
V187	95,76		F4	M201	26,03	73,29	F5
V189	96,80		F4	M205	18,03	61,13	F7
V190	92,64		F4	M209	48,57	50,85	F8
V193	95,59		F4	M210	24,53	68,06	F8
V194	94,10		F4	M211	88,76	4,44	F11
V195	95,74		F4	M211/1	98,63		F11
V197	41,76	57,86	F7				

Notes: (a) Facies are indicated; (b) Stratigraphic positions of samples are indicated in Figures 3 and 4

Table 2. Carbon and oxygen isotope, and strontium data for L'Escalier and La Route bulk sediment samples

Sample	Sr (ppm)	$\delta^{13}\text{C}$ (\textperthousand VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (\textperthousand VPDB)	Facies	Sample	Sr (ppm)	$\delta^{13}\text{C}$ (\textperthousand VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (\textperthousand VPDB)	Facies					
L'Escalier section (Kruje-Dujt Massif)														
V36	303.92	1.67	-2.57	F4	V194	220.19	-0.98	-4.66	F4					
V45	319.8	2.72	-2.16	F4	V195	530.7	2.68	-4.48	F4					
V54	181.14	-1.63	-2.54	F3	V206	247.84	1.16	-2.42	F10					
V48	328.74	2.12	-2.02	F4	V209	253.85	1.45	-2.43	F10					
V51	284.61	1.65	-1.77	F4	V204	765.25	1.05	-5.78	F11					
V64	262.81	3.12	-2.48	F4	V207	1016.68	1.01	-5.84	F11					
V74	292.56	3.39	-3.42	F4										
V76	216.04	2.73	-2.79	F4	La Route section (Makareshi Massif)									
V83	248.31	3.14	-2.44	F4	M10	351.32	0.90	-2.01	F1					
V88	287.46	2.73	-4.05	F4	M46	305.71	-0.38	-2.43	F1					
V91	323.64	1.94	-3.95	F2	M47	247.57	-4.05	-3.70	F2					
V96	346.63	2.50	-3.19	F4	M92	199.19	-4.06	-3.70	F2					
V102	336.22	2.22	-3.94	F6	M99	200.67	-4.13	-3.13	F1					
V108	285.78	2.91	-2.86	F3	M105	345.59	-1.49	-3.09	F2					
V110	284.99	2.99	-3.43	F6	M109	118.31	-4.30	-3.95	F1					
V114	414.6	2.09	-5.27	F4	M127	361.81	-1.41	-3.47	F2					
V120	343.15	2.10	-4.17	F2	M129	257.21	-0.51	-3.06	F4					
V125	271.15	1.83	-3.48	F6	M136	258.76	1.72	-1.88	F4					
V136	255.91	1.19	-3.69	F6	M145	234.51	0.66	-2.13	F4					
V143	288.76	0.46	-4.67	F4	M159	281.09	0.66	-2.53	F4					
V146	276.88	1.87	-2.33	F6	M171	312.73	1.46	-2.19	F3					
V149	228.13	1.29	-3.39	F4	M177	352.68	1.73	-2.44	F4					
V163	301.56	-2.08	-4.10	F4	M179	257.66	1.10	-2.59	F3					
V178	188.3	-0.44	-4.93	F4	M194	389.64	1.96	-2.55	F4					
V185	516.91	2.57	-2.64	F4	M211	318.09	-0.66	-3.80	F11					
V190	505.24	1.72	-4.10	F4	M211/1	300.25	-0.56	-3.71	F11					
V193	461.88	1.44	-5.48	F4										

Notes: (a) Facies are indicated; (b) Stratigraphic positions of samples are indicated in Figures 3 and 4

Table 3. Rare Earth Elements (REE) data for L'Escalier and La Route bulk sediment samples

Sample	La (ppm)	Ce (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Gd (ppm)	Dy (ppm)	Er (ppm)	Facies
L'Escalier section (Kmje-Daji Massif)								
V36	0.22	0.16	0.08	0.02	0.01			F4
V45	0.34	0.65	0.31	0.07	0.09	0.09	0.06	F4
V54	0.27	0.21	0.17	0.03	0.02	0.02	0.01	F3
V48	0.12	0.15	0.06		0.01			F4
V51	0.15	0.20	0.13	0.03	0.01	0.02	0.01	F4
V64	0.49	0.22	0.18	0.04	0.04	0.04	0.02	F4
V74	0.45	0.11	0.12	0.03	0.02	0.02	0.02	F4
V76	0.19	0.11	0.09		0.02	0.02	0.01	F4
V83	0.26		0.09	0.02	0.01	0.01	0.01	F4
V88	0.39		0.08	0.02	0.02		0.01	F4
V91	0.34	0.15	0.22	0.06	0.04	0.04	0.03	F2
V96	0.31	0.15	0.15	0.02	0.03	0.02	0.01	F4
V102	0.2		0.07	0.02				F6
V108	0.27	0.37	0.18	0.04	0.02	0.03	0.02	F3
V110	0.44	0.10	0.06	0.02				F6
V114	0.24		0.06	0.02				F4
V120	0.09		0.07	0.02	0.01			F2
V125	0.2	0.21	0.11	0.02	0.03	0.02	0.02	F6
V136	0.27	0.19	0.14	0.03	0.03	0.03	0.02	F6
V143	0.12	0.11	0.10	0.02	0.01		0.00	F4
V146	0.55	1.40	0.60	0.12	0.10	0.09	0.05	F6
V149	0.2	0.18	0.14	0.04	0.03	0.03	0.02	F4
V163	0.18	0.19	0.10	0.03	0.02	0.01	0.01	F4
V178	0.25		0.06	0.00	0.00			F4
V185	0.22		0.09	0.02	0.00			F4
V190	0.14	0.26	0.14	0.04	0.02	0.02	0.01	F4
V193	0.18		0.08					F4
V194	0.58	0.85	0.54	0.11	0.12	0.12	0.07	F4
V195	0.41	0.24	0.18	0.04	0.02	0.02	0.01	F4
V208	0.38		0.12	0.03	0.02	0.02	0.02	F10
V209	0.28		0.11	0.03	0.02	0.02	0.02	F10
V204	1.28	1.28	0.93	0.2	0.24	0.23	0.15	F11
V207	1.64	1.81	1.25	0.26	0.31	0.29	0.19	F11
La Route section (Makareshi Massif)								
M10	0.16	0.18	0.10	0.02	0.02	0.02	0.01	F1
M46	0.35	0.28	0.22	0.05	0.06	0.05	0.04	F1
M47	0.28	0.34	0.17	0.03	0.04	0.03	0.02	F2
M92	0.39	0.14	0.11	0.03	0.02	0.02	0.01	F2
M99	0.19	0.36	0.17	0.03	0.04	0.04	0.03	F1
M105	0.41	0.19	0.10	0.02	0.02	0.02	0.01	F2
M109	0.58	1.02	0.54	0.11	0.14	0.12	0.07	F1
M127	0.38	0.78	0.41	0.1	0.1	0.08	0.04	F2
M129	0.49	0.80	0.51	0.1	0.1	0.07	0.03	F4
M136	0.06		0.06					F4
M145	0.35							F4
M159	0.18		0.08		0.01			F4
M171	0.27	0.24	0.17	0.04	0.04	0.03	0.02	F3
M177	0.25	0.14	0.08		0.02	0.02	0.02	F4
M179	0.06		0.05					F3
M194	0.37	0.38	0.22	0.04	0.04	0.04	0.02	F4
M211	0.73	0.63	0.44	0.1	0.12	0.11	0.08	F11
M211/1	0.72	0.60	0.45	0.08	0.1	0.1	0.07	F11

Notes: (a) Facies are indicated; (b) Stratigraphic positions of samples are indicated in Figures 3 and 4

Table 4. Normalized REE data for L'Escalier and La Route bulk sediment samples

Sample	La	Ce	Nd	Sm	Gd	Dy	Er	Facies
L'Escalier section (Kruje-Dajt Massif)								
V36	0.007	0.002	0.003	0.003	0.002			F4
V45	0.011	0.010	0.010	0.012	0.016	0.016	0.018	F4
V54	0.009	0.003	0.006	0.005	0.004	0.004	0.003	F3
V48	0.004	0.002	0.002		0.002			F4
V51	0.005	0.003	0.004	0.005	0.002	0.004	0.003	F4
V64	0.016	0.003	0.006	0.007	0.007	0.007	0.006	F4
V74	0.014	0.002	0.004	0.005	0.004	0.004	0.006	F4
V76	0.006	0.002	0.003		0.004	0.004	0.003	F4
V83	0.008		0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	F4
V88	0.013		0.003	0.003	0.004		0.003	F4
V91	0.011	0.002	0.007	0.010	0.007	0.007	0.009	F2
V96	0.010	0.002	0.005	0.003	0.005	0.004	0.003	F4
V102	0.006		0.002	0.003				F6
V108	0.009	0.006	0.006	0.007	0.004	0.005	0.006	F3
V110	0.014	0.001	0.002	0.003				F6
V114	0.008		0.002	0.003				F4
V120	0.003		0.002	0.003	0.002			F2
V125	0.006	0.003	0.004	0.003	0.005	0.004	0.006	F6
V136	0.009	0.003	0.005	0.005	0.005	0.005	0.006	F6
V143	0.004	0.002	0.003	0.003	0.002			F4
V146	0.018	0.016	0.020	0.020	0.018	0.016	0.015	F6
V149	0.006	0.003	0.005	0.007	0.005	0.005	0.006	F4
V163	0.006	0.003	0.003	0.005	0.004	0.002	0.003	F4
V178	0.008		0.002					F4
V185	0.007		0.003	0.003				F4
V190	0.005	0.004	0.005	0.007	0.004	0.004	0.003	F4
V193	0.006		0.003					F4
V194	0.019	0.013	0.018	0.018	0.022	0.022	0.021	F4
V195	0.013	0.004	0.006	0.007	0.004	0.004	0.003	F4
V208	0.012		0.004	0.005	0.004	0.004	0.006	F10
V209	0.009		0.004	0.005	0.004	0.004	0.006	F10
V204	0.041	0.019	0.031	0.033	0.044	0.042	0.046	F11
V207	0.053	0.027	0.041	0.043	0.056	0.052	0.058	F11
La Route section (Makarski Massif)								
M10	0.005	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	F1
M46	0.011	0.004	0.007	0.008	0.011	0.009	0.012	F1
M47	0.009	0.005	0.006	0.005	0.007	0.005	0.006	F2
M92	0.013	0.002	0.004	0.005	0.004	0.004	0.003	F2
M99	0.006	0.005	0.006	0.005	0.007	0.007	0.009	F1
M105	0.013	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	F2
M109	0.019	0.015	0.018	0.018	0.025	0.022	0.021	F1
M127	0.012	0.012	0.013	0.017	0.018	0.014	0.012	F2
M129	0.016	0.012	0.017	0.017	0.018	0.013	0.009	F4
M136	0.002		0.002					F4
M145	0.011							F4
M159	0.006		0.003		0.002			F4
M171	0.009	0.004	0.006	0.007	0.007	0.005	0.006	F3
M177	0.008	0.002	0.003		0.004	0.004	0.006	F4
M179	0.002		0.002					F3
M194	0.012	0.006	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	F4
M211	0.023	0.009	0.014	0.017	0.022	0.020	0.024	F11
M211/1	0.023	0.009	0.015	0.013	0.018	0.018	0.021	F11

Notes: (a) Facies are indicated; (b) Stratigraphic positions of samples are indicated in Figures 3 and 4

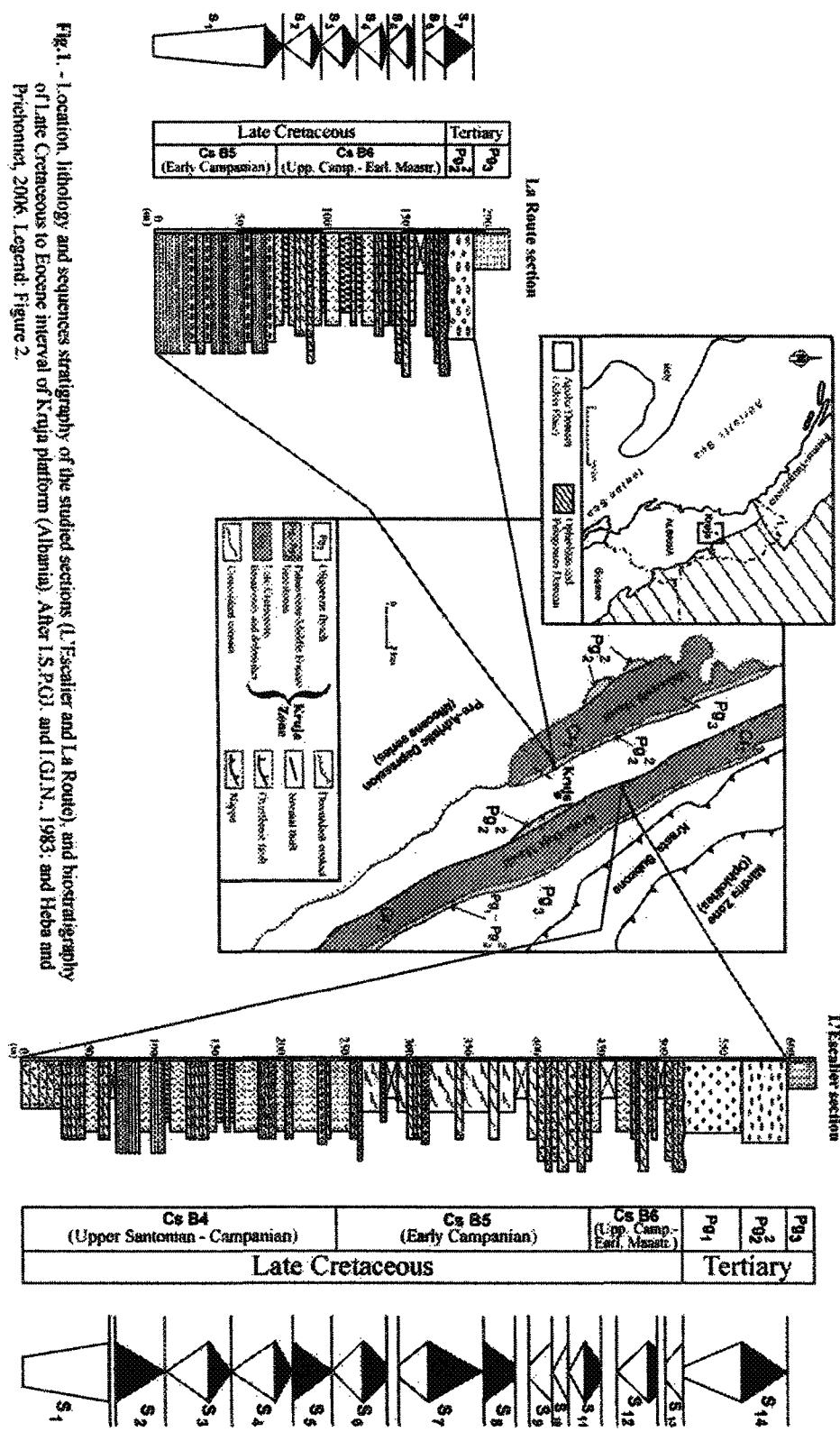
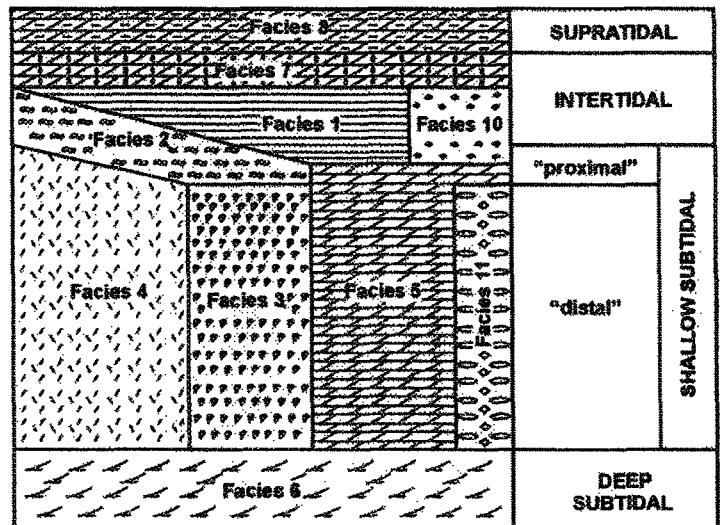


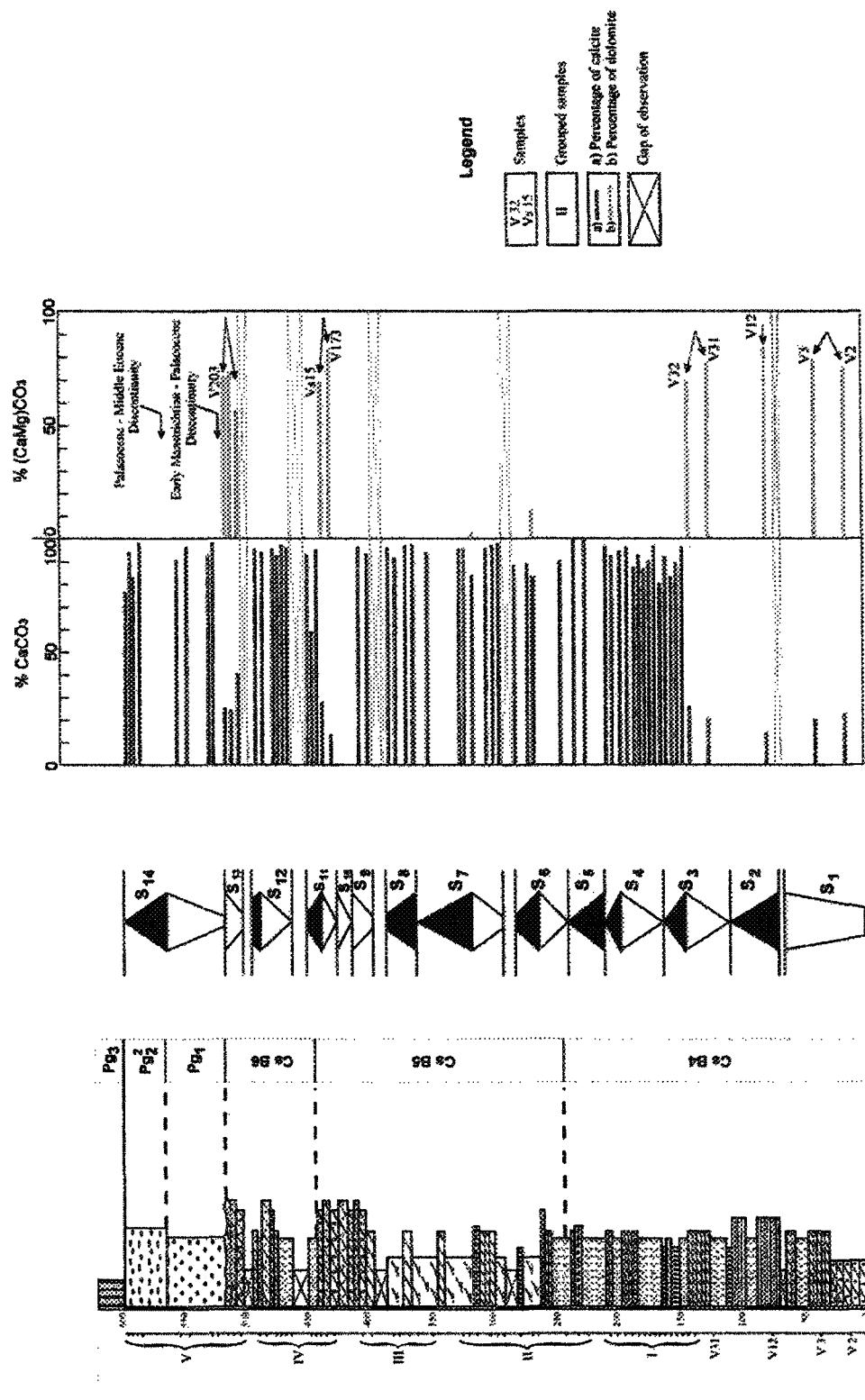
Fig.1. - Location, lithology and sequences stratigraphy of the studied sections (L'Fiscalier and La Route), and biostratigraphy of Late Cretaceous to Eocene interval of Knjaz platform (Albania). After I.S.P.G.I and I.G.N., 1983; and Hebs and Pritchonac, 2006. Legend: Figure 2.



Legend

[Hatched pattern]	Facies 1 (F1): Laminated limestones	[Box Pg1]	Palaeocene
[Dashed pattern]	Facies 2 (F2): Rudist storm deposit limestones	[Box Pg2]	Middle Eocene
[Cross-hatched pattern]	Facies 3 (F3): Rudist patch reef limestones	[Box Pg3]	Oligocene
[Dotted pattern]	Facies 4 (F4): Rudist debris-bearing limestones	[Box Cs B4]	Biozone of Late Cretaceous
[Diagonal hatching]	Facies 5 (F5): Bioturbated dolomites	[Wavy line]	Discontinuity
[Oblique hatching]	Facies 6 (F6): Oblique stratifications limestones	[Wavy line with dashes]	Discontinuity with banxite
[Cross-hatching]	Facies 7 (F7): Bird's-eyes dolomites	[X inside box]	Gap of observation
[Dotted pattern]	Facies 8 (F8): Laminated dolomites with desiccation cracks		
[Cross-hatching]	Facies 9 (F9): Brecciated dolomites		
[Dotted pattern]	Facies 10 (F10): Miliolids limestones		
[Dashed pattern]	Facies 11 (F11): Nummulites and discocyclines limestones		
S ₃ , Genetic sequence			
Retrogradational parasequence set			
Progradational parasequence set			

Fig.2. - Sedimentary depositional model of the facies succession (after Heba and Pichonnet, 2006) and legend key.



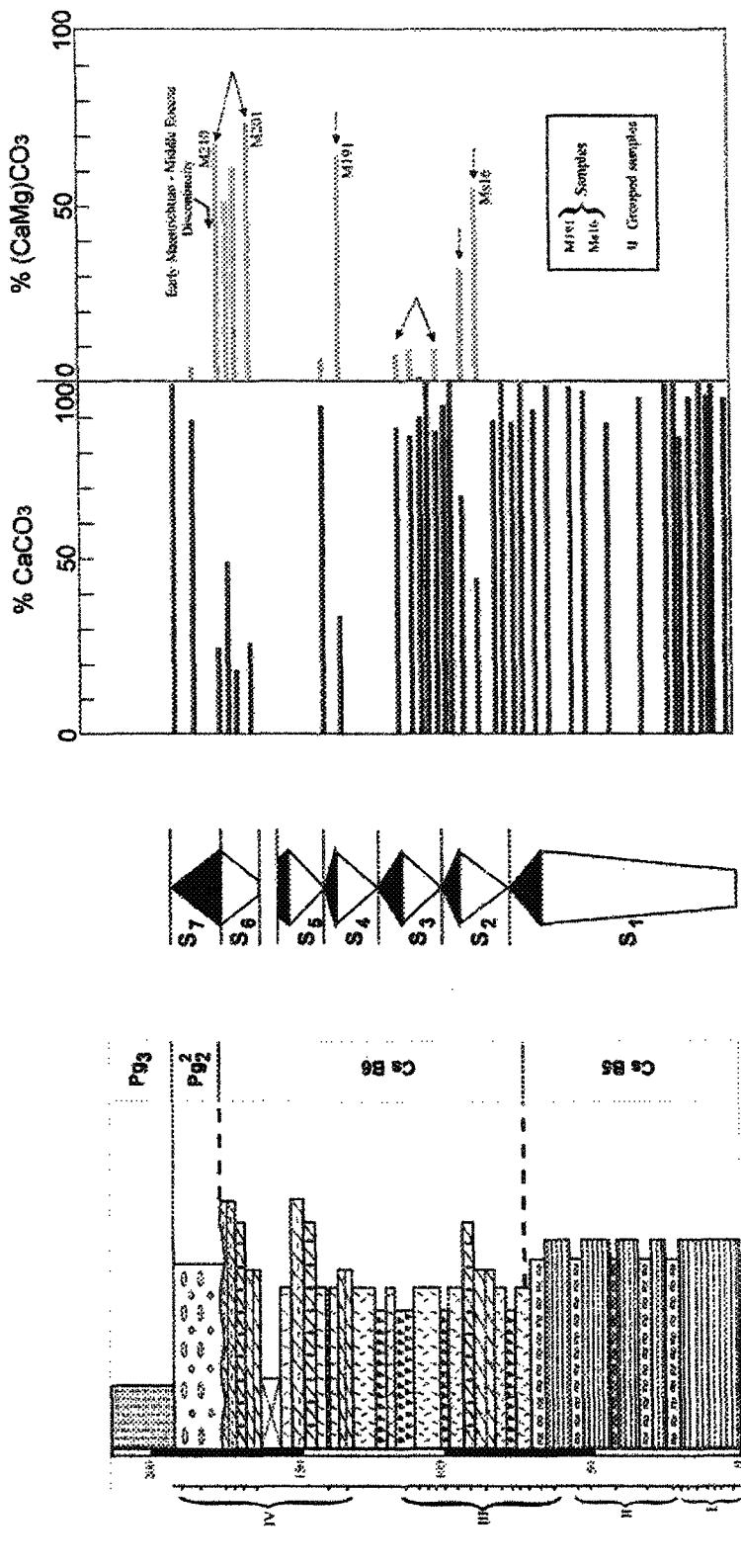


Fig. 4 - Calcimetry profile for the La Route section (Makaréhi Massif). Data are listed in Table 1. Legend: Figure 2. Note: Stratigraphic position of grouped samples: I (M10, M17, M20, M23, M35, M41, M48); II (M47, M73, M89, M105); III (M169, M127, M129, M136, M142, M145, M151, M159, M171, M174, M177, M179); IV (M191, M194, M201, M205, M209, M210, M211).

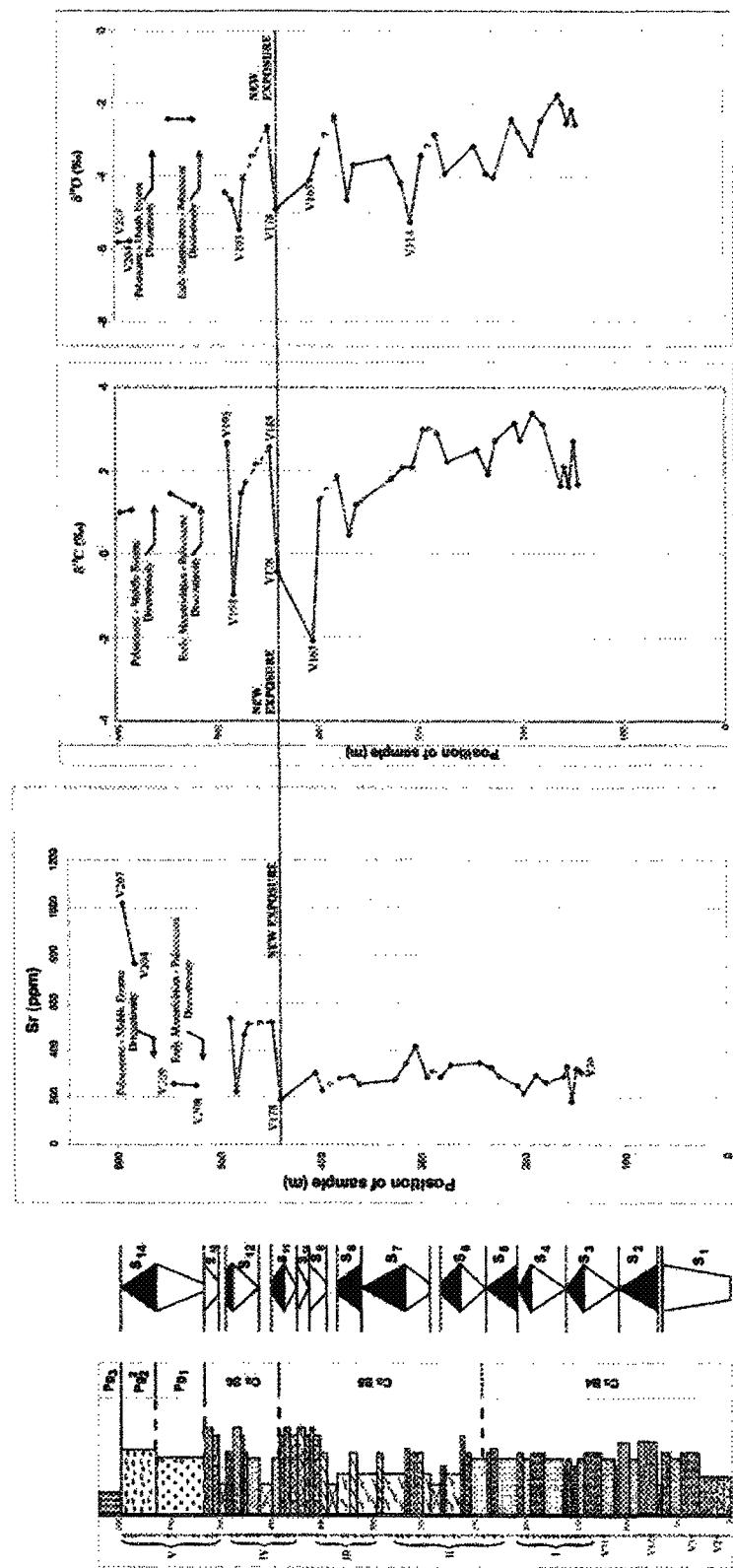


Fig. 5. Strength and stable isotope profiles for the L'Escher section (Krupp-Dorf Aeschi). Data are listed in Table 2. Legend: Figures 2.

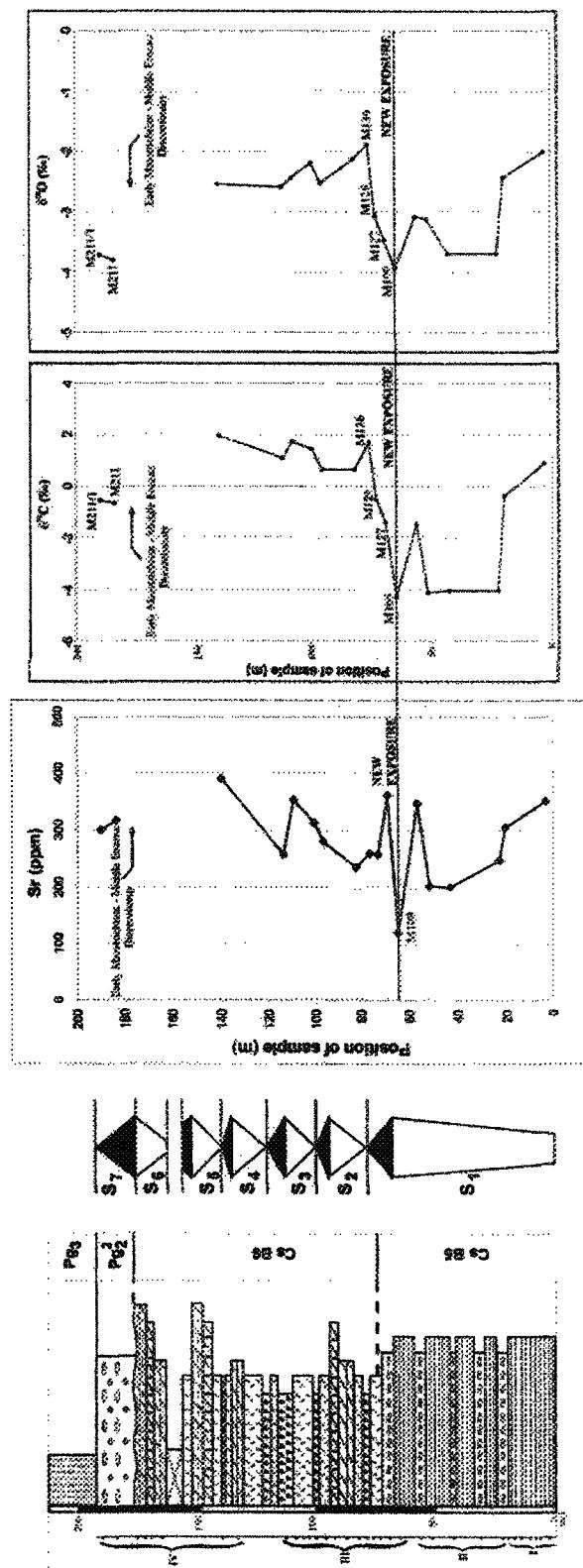


Fig. 6. - Strontium and stable isotopic profiles for the 1a Route section (Medicești, Măsălu). Data are listed in Table 2. Legend: Figure 2.

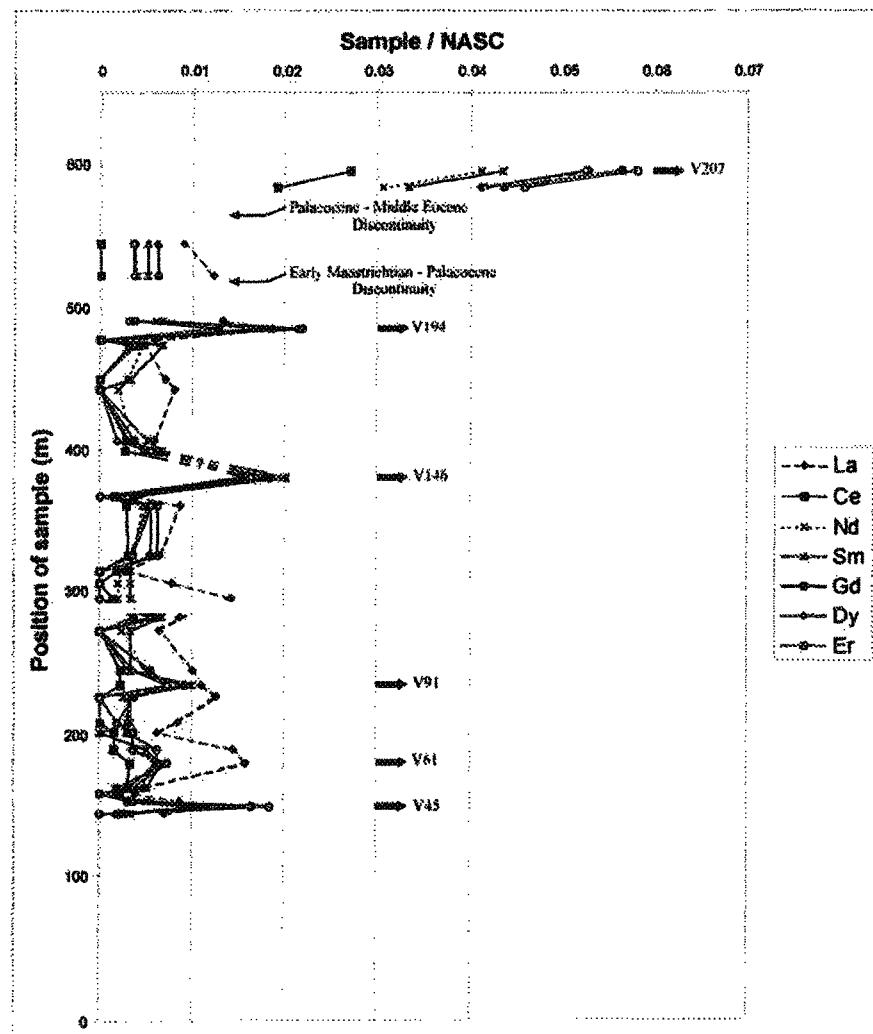
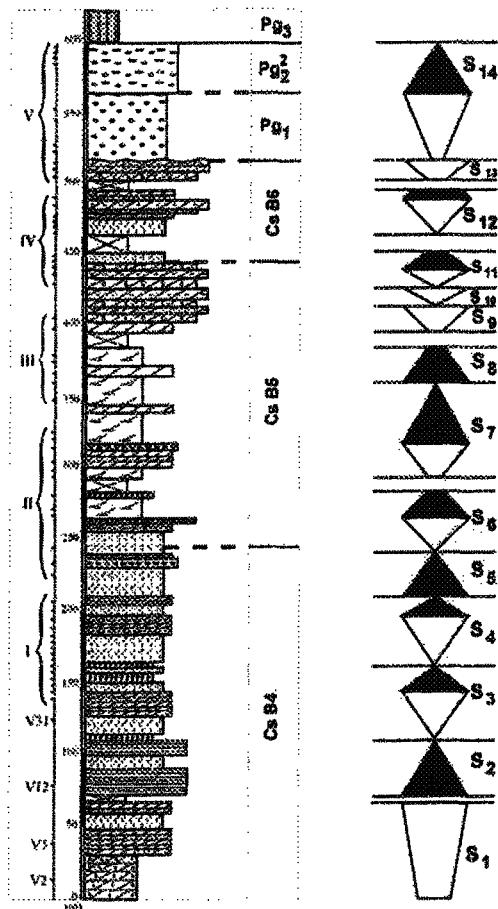


Fig. 7. - Normalized Rare Earth Elements (REE) profiles for the L'Escalier section (Kruje-Dajti Massif). Data are listed in Table 4. Legend: Figure 2.
Note: Solid arrows indicate positive geochemical tendency.

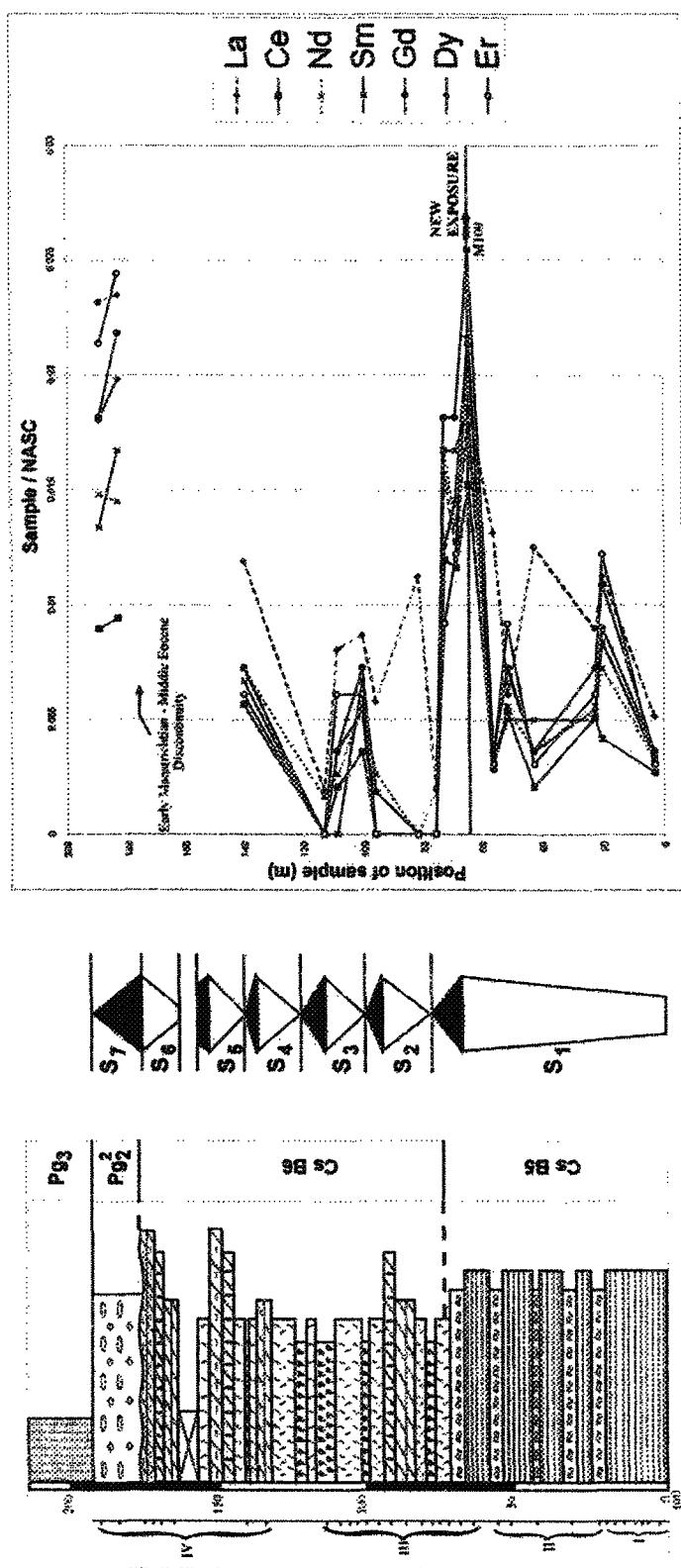


Fig.8. - Normalized Rare Earth Elements (REE) profiles for the La Route section (Makareshi Massif). Data are listed in Table 4. Legend: Figures 2 and 8.

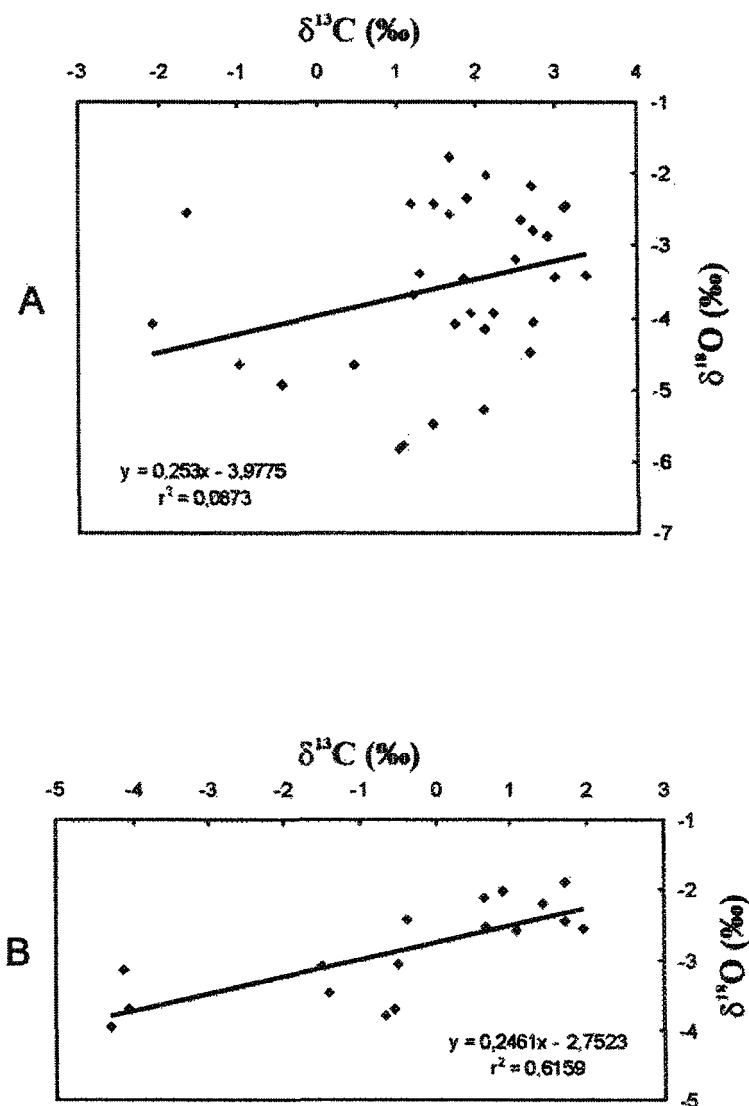


Fig.9. - Cross-plot of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of measured bulk sediment samples for: A- L'Escalier section (Kruje-Dajt Massif); and B- La Route section (Makareshi Massif). Regression analysis of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ (thick lines), equations and correlation coefficients (r^2 values) are noted. Data are listed in Table 2.

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 KRUJA) 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 Cénomanien 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'orogenèse 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 Turonien 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 émersion 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 émersions 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 émersions sont reconnues dans le domaine oriental : d'une part, au cours du Maastrichtien, une brève émersion 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'orogenèse 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 Pliocénaire (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 corrélérer 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 (Globigerinidés 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*" (Cénomanien moyen); (2) CsB2, ou "Zone à *Broeckina balcanica*" (Cénomanien moyen-supérieur); (3) CsB3, ou "Zone à *Pseudocyclammina 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*, *Hanikenina* sp., *Morozovella* sp., *Accarina* sp., des Globigerinidés et des Globorotalidés) et des foraminifères benthiques (*Fabiania cassis*, *Chapmanina gasinensis*, *Pellatispira madaraszi*; *Alveolina* sp., *Orbitolites* sp., *Assilina* sp. et des Orthophragmunes).

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 Orthophragmomes, du rare plancton (*Turborotalia cerroazulensis*), des bryozoaires, échinodermes, algues rouges (Mélobésiéees) 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 biomictiques, type mudstone-wackestone, renfermant *Cisalveolina* sp., *Dicyclina* sp., *Pseudorhaphydionina 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 (Cénomanien 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 *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Cuneolina* sp., *Montcharmontia* sp., *Montcharmontia apenninica*, *Murgella lata*, *Accordiella conica*, *Dicyclina* sp., *Scandonea samnitica*, *Rotorbinella scarsellai*, *Aeolisaccus kotori*, *Thaumatoporella*

parvevosciculifera, 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 Cénomanien). 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(Cénomanien) ; (c) 41 m de calcaires micritiques beiges à structure fenestrae, à *Cuneolina* sp., Textularidés, milioles, quelques rares rudistes et gastéropodes. Âge : CsB1 (Cénomanien).

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 (Cénomanien) 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 fenestrae, en strates moyennes, à débris de rudistes et petits gastéropodes. Ils renferment *Nezzazata* sp., *Cisalveolina* sp., *Broekcinella 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 (Cénomanien). 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 (Cénomanien); (b) 65 m de calcaires type wackestone à grands rudistes (l'espèce *Polyptychus* cf. *pseudonobilis* Choffat; Pl. 1, affleurement K-73) et gastéropodes, renfermant *Pseudocyclammina sphaeroidea*, *Chrysalidina* sp., *Pseudolituonella* sp., *Aeolisaccus kotori*, *Cuneolina* sp. et milioles. L'association de ces fossiles marque le passage des biozones CsB2-CsB3 (Cénomanien-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 Globigerinidés (*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 (Globigerinidés, *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 milioles. Il s'agit probablement du passage Albien-CsB1 (Cénomanien); (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 bréchiques repose directement sur les calcaires à *Globotruncanidés*. Ces calcaires bréchiques 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., *Pseudocyclamina sphaeroidea*, *Cuneolina* sp. et milioles,

caractérisant ainsi le passage des biozones CsB2-CsB3 (Cénomanien-Turonien). Dans la coupe XIII, le substrat est d'âge $Cr_{1.2}$ 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-Cénomanien). 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 (Cr_1) de type wackestone-packstone à rudistes et gastéropodes dans les coupes XIV et XV, et sur des calcaires micritiques à Ammonites (Cr_1 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 Udotéacées et des milioles. 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 biozonation 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 Cénomanien (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 *Globigerinidés* 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., *Nummoloculina* sp., *Rhapydionina* sp., *Thaumatoporella parvezosiculifera*, 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., *Actinocyclus* 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 indiquerait 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 Globigerinidés (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 KRUJA

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 Kruja.

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 Cénomanien-Éocène, soit de l'ordre de 60 Ma reconnue dans la

coupe XI; (b) une lacune du Cénomanien 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'émersion, 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-Paleocène 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 émersions durant CsB7-Paleocène 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 Orthophragmomes, 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*, *Neazzata* sp., *Cuneolina* sp. et des débris de rudistes. Leur âge est du Crétacé supérieur (Cénomanien 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 *fenestrae* 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 fenestrae 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 (Cénomanien à Campanien). 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 basin 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 Cénomanien-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 Cénomanien 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 ; Wagreich, 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'extrême 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 émersions 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 émersion "intra-maaestrichtienne", 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 ré-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 émersions 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, émersions 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 Cénomanien (CsB1 et CsB2), des calcaires pélagiques à Globotruncanidés du Maastrichtien supérieur (CsB7) et des calcaires pélagiques à Globigerinidés (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 bréchiques campaniens et maastrichtiens du Bassin Ionien. En effet, les fragments sont des calcaires néritiques de type plate-forme, d'âge Cénomanien 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 (Cénomanien 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, madréporés, échinodermes, Calcisphéridés, foraminifères benthiques et rares Globotruncanidés.	Biotrèmes de rudistes probables	Récifal
Calcaires bioclastiques (F2)	Gastéropodes, algues rouges, échinodermes, Nummulites, Discocyliques, Orthophragmunes 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 Globigélinidés (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>Caprinides</i>), gastéropodes, madréporés, algues, foraminifères benthiques et rares pellets	Biotrèmes de rudistes (type patch-reef)	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 Globigerinidés.	Brèche isotrope (d'avalanches)	Dépressions sous-marines dues aux failles synédimentaires (pélagique)
Calcaires micritiques à Globotruncanidés (F15)	Foraminifères planctoniques, foraminifères benthiques et rares madréporés.		Subtidal profond (pélagique)

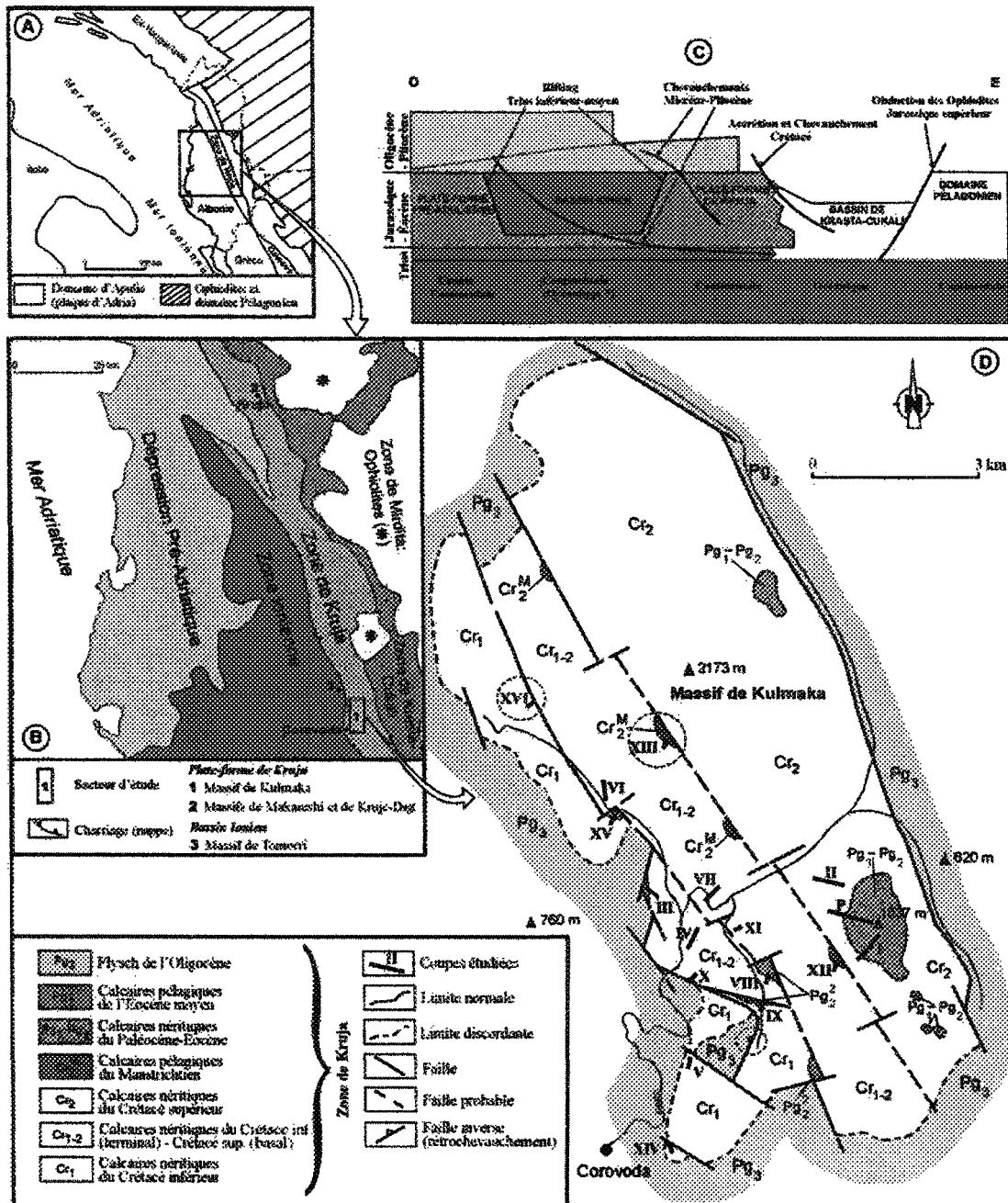


Fig. 1. - (A) Schéma montrant le domaine d'Apulie d'après Carminati and Doglioni (2004); (B) Carte tectonique simplifiée de l'Albanie Centrale d'après ISPGJ-IGJN (1983); (C) Esquisse de l'évolution tectonique de l'Albanie du Trias au Pliocène d'après Graham Wall et al. (2006); et (D) Carte géologique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

Fig. 1. - (A) *Localization of the Apaf-1 domain according to C-terminal*

Fig. 1. - (A) Localisation of the Apusiai domain according to Caramanu and Loglisci (2004); (B) Simplified tectonic map of the Central Albania according to ISPGR-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 Kukmaka 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. Dotted circles: localisation of slickensides on the observed faults.

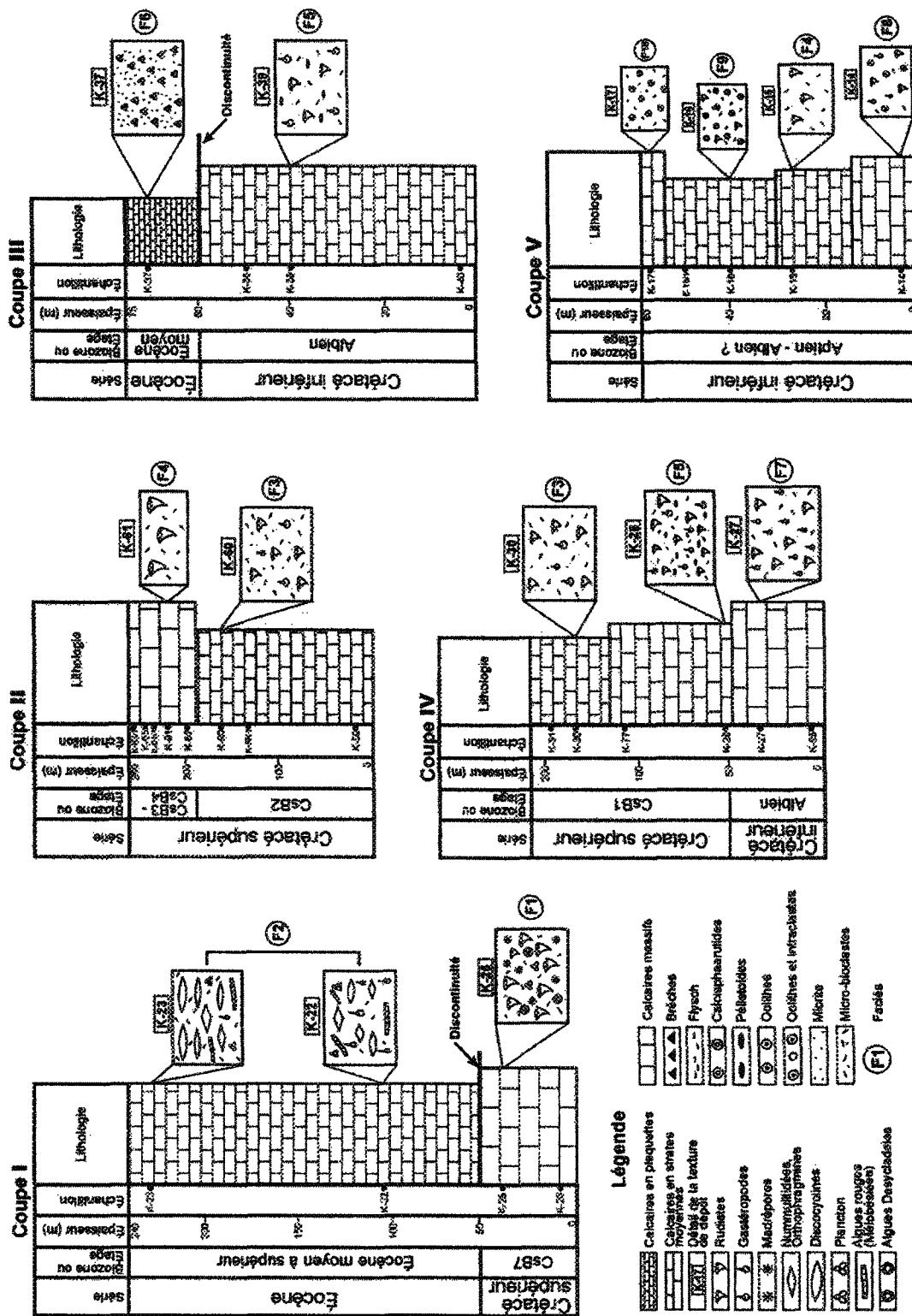


Fig. 2. - Lithologie (facies) et stratigraphie des coupes I, II, III, IV et V (massif de Kultmaka).
 Fig. 2. - Lithology (facies) and stratigraphy of the sections I, II, III, IV and V (Kultmaka massif).

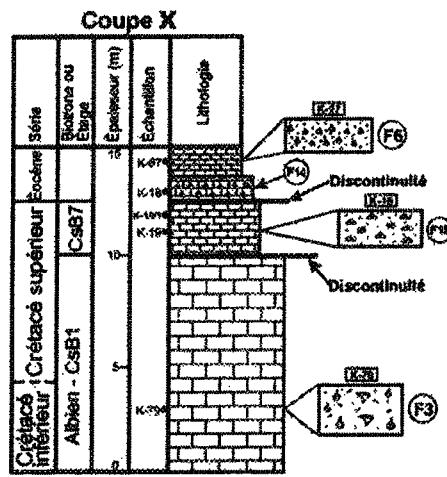
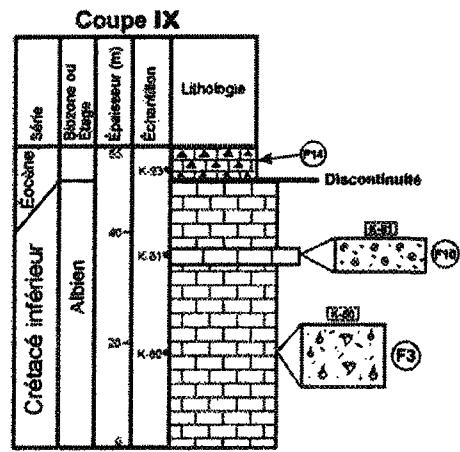
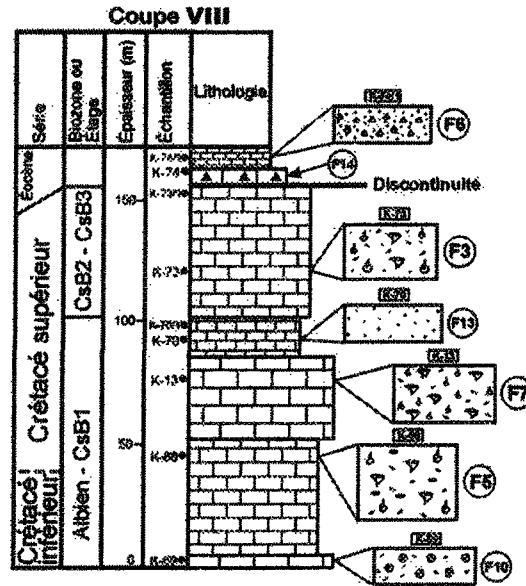
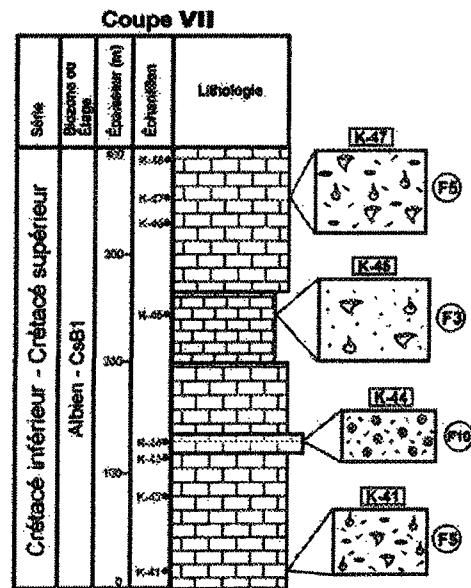
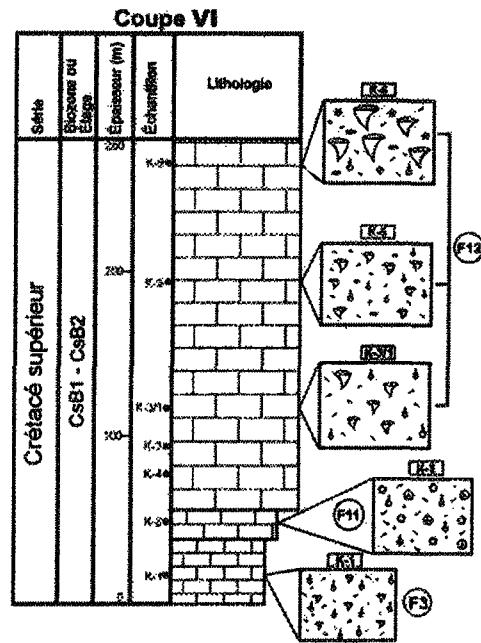


Fig. 3. - Lithologie (faciès) et stratigraphie des coupes VI, VII, VIII, IX et X (massif de Kulmaka); Légende (Fig. 2).

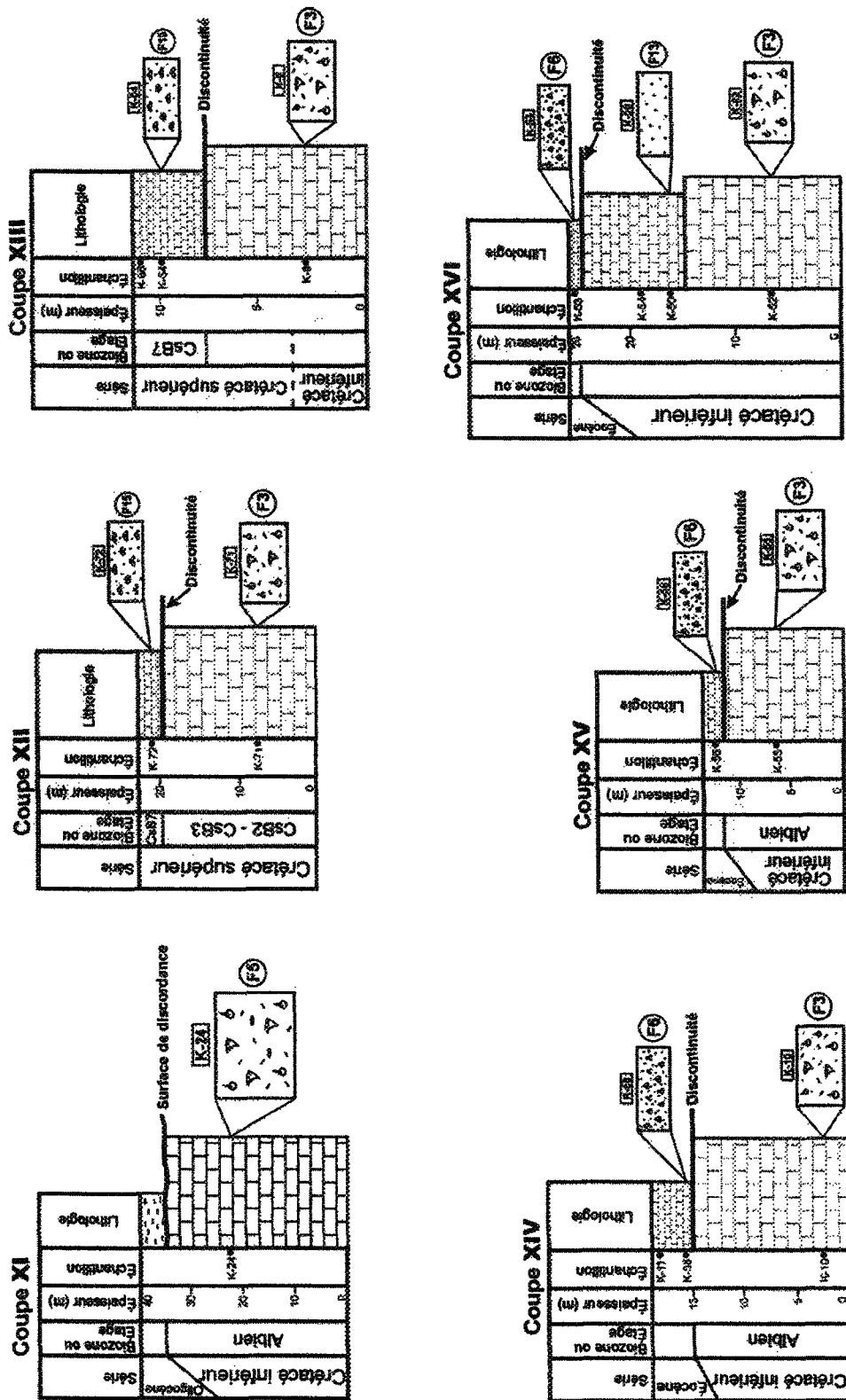


Fig. 4. - Lithologie (facies) et stratigraphie des coupes XI, XII, XIII, XIV, XV et XVI (massif de Kulmaka); Légend (Fig. 2).
 Fig. 4. - Lithology (facies) and stratigraphy of the sections XI, XII, XIII, XIV, XV and XVI (Kulmaka massif); Legend (Fig. 2).

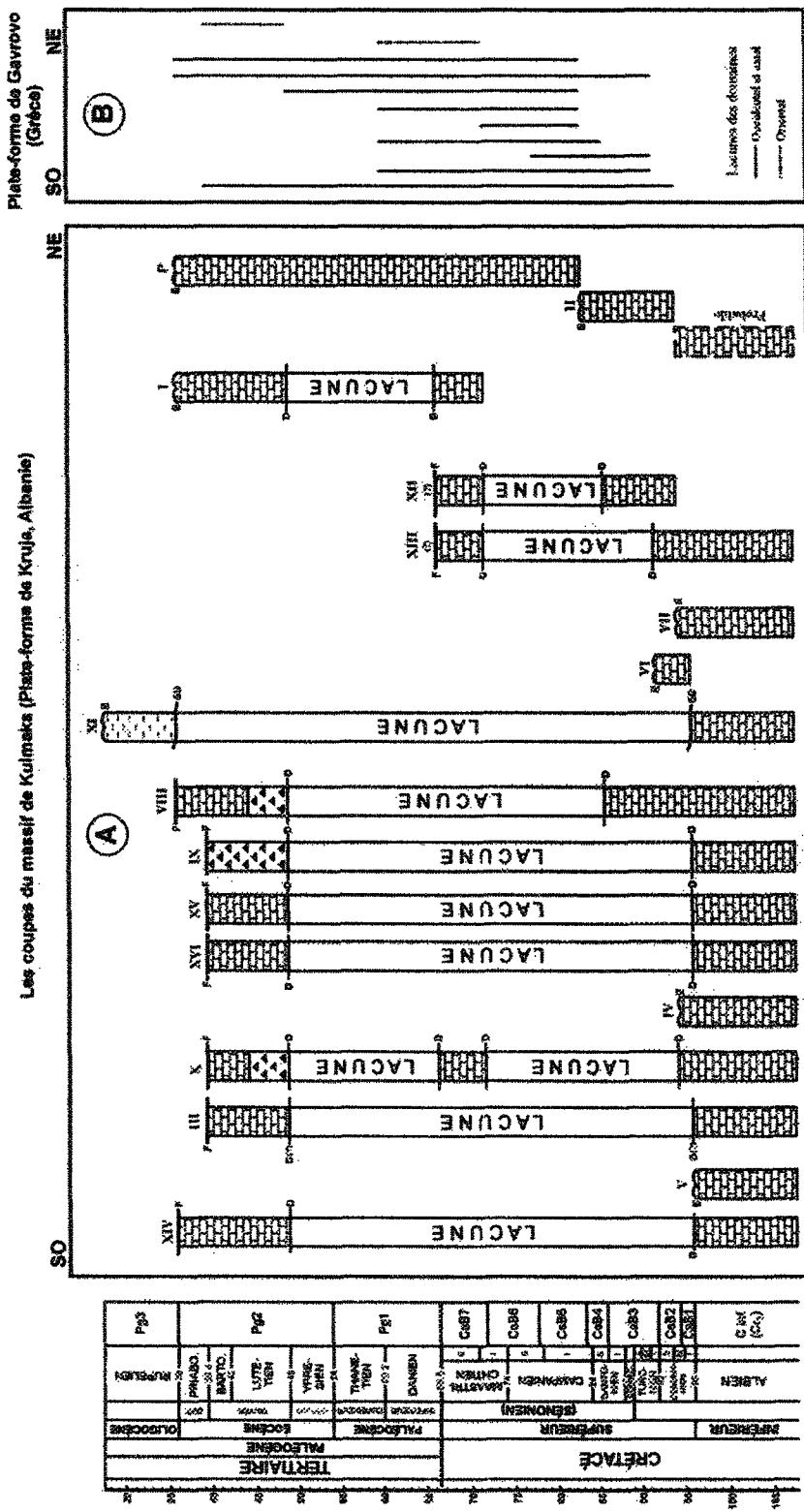


Fig. 5. - (A) Schéma de la répartition temporelle des lacunes dans les coupes étudiées, de I à XVI, et la position de la coupe P (d'après Y. Zetraj et al., 2002), dans le massif de Kukmaka (plate-forme de Kruja, Albanie); D=Discontinuité; LD=Surface de discordance; F=Falaise; E=Surface d'érosion à l'affacement. (B) Distribution des lacunes dans la plate-forme de Gavrovo à partir des données de Mavrikas (1993). Note: 'L' échelle biostratigraphique d'après Flury (1980) s'applique aux schémas (A) et (B). Legende (Fig. 2).

Fig. 5. - (A) Line positions of hiatuses in the studied sections I to XVI, and localisation of the section P (after Zetraj et al., 2002), in the Kukmaka massif (Kukmaka platform, Albania); D=Discontinuity; SD=Angular unconformity; F=Fault; E=Submerital erosion. (B) Distribution of hiatuses for the Gavrovo platform compiled after Mavrikas (1993). Note: Biostratigraphic scale after Flury (1980) applies to (A) and (B); legend (Fig. 2).

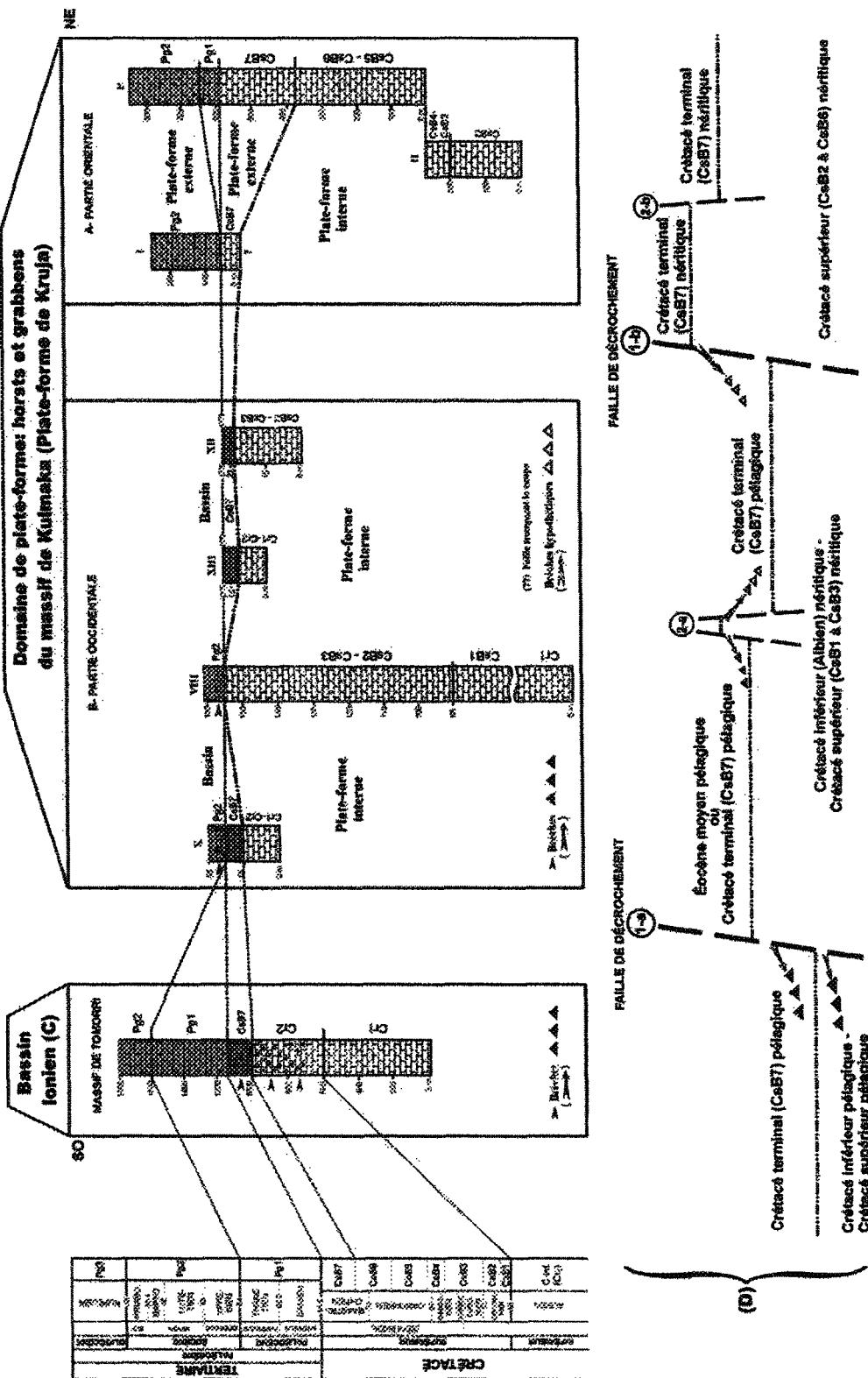


Fig. 6. - Corrélation biostratigraphique entre les coupes du massif de Kultukta (plate-forme de Karia, A et B) et celle de la partie orientale du Bassin Ionien (massif de Tannorii, C), interprétation des failles syn-sédimentaires (D). Notes: (1) la coupe P selon Yezhii et al. (2002); (2) la coupe composite en C est réalisée d'après Sardio et al. (1991). IFSGI-JG/N (1993) et Yezhii et al. (2002).

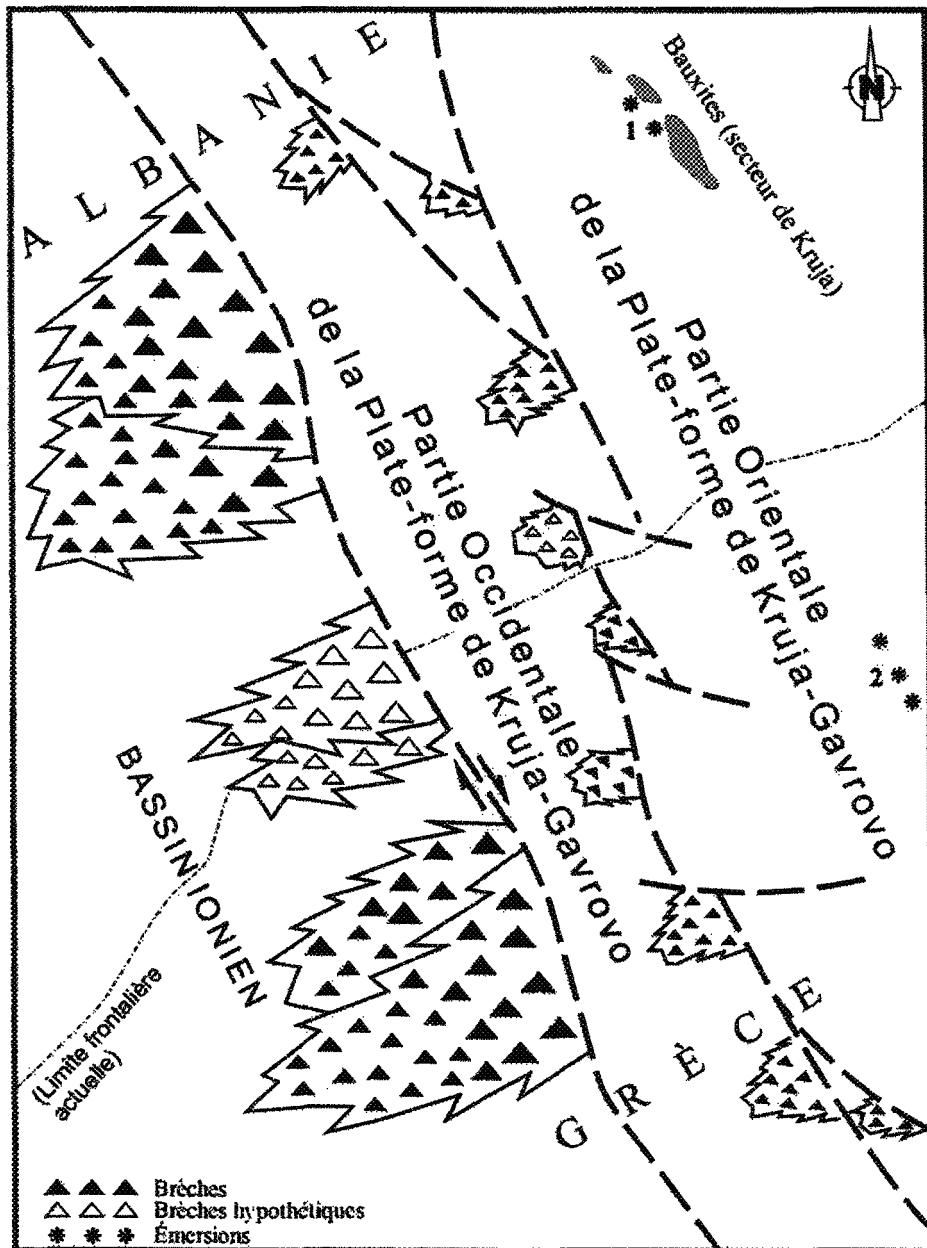


Fig. 7. - Schéma paléogéographique de la plate-forme de Kruja-Gavrovo et du Bassin Ionien au cours de la période d'instabilité fini-crétacé-éocène; Légende (Fig. 6). Note: les étoiles indiquent les émersion reconnues dans la plate-forme de Kruja (1- d'après Heba et Prichonnet, 2006) et dans la plate-forme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

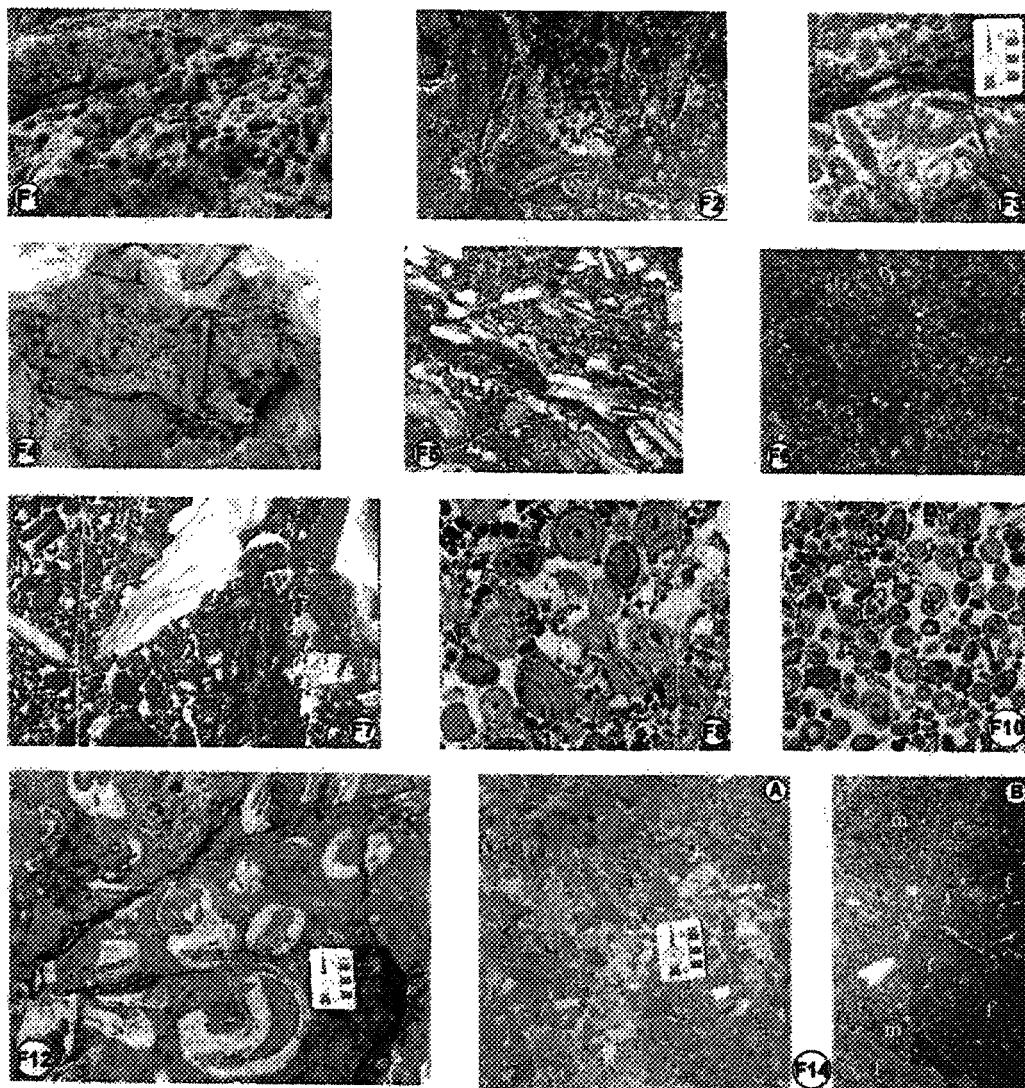


Planche 1. - F1: faciès de calcaires rudstone bioclastique (cavités de rudistes dissous en surface, coupe I); F2: faciès de calcaires bioclastiques (lame mince K-23, x 10, coupe I); F3: faciès de calcaires à rudistes (l'espèce *Polyptychus cf. pseudonobilis* Choffat) et gastéropodes (affleurement K-73, 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 Globigerinidés (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 VII]; 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 nérifiques (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 grainstone 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 VII]; 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).

CHAPITRE IV

SÉDIMENTATION DANS D'AUTRES SECTEURS DE LA PLATE-FORME DE KRUA

La plate-forme de Kruja en Albanie est composée d'un ensemble de huit massifs calcaires (Introduction, Fig. 3), situés à l'est du bassin Ionien et à l'ouest du front de la nappe de Krasta-Cukali.

De ces huit massifs, trois (massifs de Kruje-Dajt, de Makareshi et de Kulmaka) sont analysés en détail (chapitres I et III) permettant de caractériser les deux parties distinctes de la plate-forme de Kruja : la Partie orientale et la Partie occidentale. Quant aux cinq autres massifs (massifs de Renci, de Kakarriqi, de Tervolli, de Qeshibeshi et d'Ishmi), les sédiments et les organismes qu'on y observe témoignent d'une évolution semblable à celle des massifs étudiées de Kruje-Dajt et de Makareshi (représentatifs de la Partie orientale de la plate-forme) et celle du massif de Kulmaka (représentatif de la Partie occidentale de la plate-forme).

En ce qui concerne le massif de Qeshibeshi, une coupe représentative de la série sédimentaire et un affleurement de brèches calcaires sont étudiés par l'entremise de 35 échantillons (lames minces).

Concernant les autres massifs, on exploite :

- les données relatives aux affleurements obtenues dans le cadre de l'exploration pétrolière (Koroveshi et al., 1999 ; Nakuci et al., 2001; Yzeiraj et al., 2002) ;

- les données des travaux de cartographie effectués pour la compilation de la carte géologique de l'Albanie au 200 000e (ISPGJ-IGJN, 1983) ;
- et les données publiées dans les revues scientifiques albanaises (Peza, 1968, 1982 ; Peza et al., 1972).

Il s'agit là de cartes géologiques, des coupes représentatives des massifs, de données des forages profonds et de données sismiques. Notons par ailleurs que la biozonation du Crétacé supérieur de Fleury (1980) est appliquée dans les coupes représentatives des massifs de Renci, de Kakarriqi, de Tervolli, et d'Ishmi, fournies par les études réalisées dans le cadre de l'exploration pétrolière.

4.1 AFFLEUREMENTS DE SÉRIES DE TYPE "PARTIE ORIENTALE"

Trois affleurements de ce type sont connus. Il s'agit des massifs de Renci et Kakarriqi et du massif de Tervolli.

4.1.1 Massifs de Renci et de Kakarriqi

Les massifs de Renci et de Kakarriqi sont situés à l'extrême nord de la plate-forme de Kruja (Fig. 1). Ce sont deux unités tectoniques chevauchantes, entourées par des alluvions du Quaternaire (ISPGJ-IGJN, 1983). La série sédimentaire dans ces massifs est constituée de calcaires nérithiques en partie dolomitisés (intervalle Santonien-Maastrichtien), surmontés par une bauxite qui souligne une lacune débutant à la fin du Crétacé supérieur (Maastrichtien) et se prolongeant jusqu'à l'Éocène moyen (ISPGJ-IGJN, 1983; Koroveshi et al., 1999). La série continue avec des calcaires bioclastiques de l'Éocène moyen.

Deux coupes représentatives, levées par les pétroliers (Koroveshi et al., 1999; Fig. 1), l'une du massif de Renci (M. Kolaj) et l'autre du massif de Kakarriqi (Kukli) sont décrites ci-dessous :

Coupe de M. Kolaj (massif de Renci)

Cette coupe (Fig. 1) montre une série épaisse d'environ 575 m. Elle représente la sédimentation crétacée et éocène, séparée par une lacune de sédimentation de l'ordre de 20.5 Ma, marquée par des bauxites. Cette lacune débute au niveau de la biozone CsB7 et s'étend jusqu'à l'Éocène inférieur inclus.

Selon Koroveshi et al. (1999) on distingue, de bas en haut, quatre ensembles lithologiques:

- a) 150 m d'alternance de calcaires laminés gris clairs prédominants et de calcaires à débris de rudistes gris-beiges en strates moyennes. Les calcaires renferment les fossiles caractéristiques de la biozone CsB4: *Dicyclina schlumbergeri*, *Dicyclina* sp., *Cuneolina* sp., *Rotorbinella scarsellai*, *Murgella lata*, *Accordiella conica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* auxquels s'ajoutent *Aeolisaccus* sp., Miliolidés, Textularidés et Ophthalmidiidés ;
- b) 210 m d'alternance de calcaires châtain-sombre, de type wackestone, riches en rudistes (entiers ou leurs débris) en strates moyennes et de calcaires dolomitiques beiges en strates massives. Les calcaires renferment des rudistes et les organismes de la biozone CsB5: "Orbitolinidés K", *Moncharmontia apenninica*, *Scandonea mediterranea*, *Minouxia* sp., *Rotorbinella scarsellai*, *Accordiella conica*, ostracodes, *Aeolisaccus kotori*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, Discorbis, Rotalidés et Miliolidés ;
- c) 200 m d'alternance de calcaires gris clair à rudistes (entiers ou leurs débris) à strates moyennes, des wackestones et packstones, et de calcaires dolomitiques

massives gris sombre à gris-clair. Les calcaires dolomitiques sont pauvres en organismes, tandis que les calcaires à rudistes renferment *Dicyclina* sp., *Rhapydionina* sp., *Murciella* sp., *Scandonea* sp., *Accordiella conica*, *Cuneolina* sp., *Minouxia* sp., accompagnées de *Discorbis*, *Rotalidés* et *Miliolidés*, qui datent l'intervalle Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur (biozone CsB6) ;

- d) 15 m de calcaires bioclastiques à *Nummulites* et *Discocyclines* gris-beiges en strates moyennes. Cet ensemble lithologique succède à une discontinuité, correspondant latéralement à des bauxites qui remplissent des poches ou des cavités, formant ainsi des lentilles irrégulières de 10 à 20 cm. Les calcaires renferment des *Pseudochrysalidina* sp., *Spirolina* sp., *Idalina* sp., *Articulina* sp., *Nummulites* sp., *Nummulites globulus*, *Nummulites* cf. *atacicus*, *Discocyclina* sp., *Discocyclina scalaris*, *Aktinocyclina* sp., *Coskinolina* sp., *Praerhapydionina* sp., *Solenomeris* sp., *Rotalidés*, débris de gastéropodes, débris d'algues rouges et débris d'échinodermes, qui datent de l'Éocène moyen.

Coupe de Kukli (massif de Kakarriqi)

Cette coupe (Fig. 1) mesure 125 m. Les calcaires bioclastiques de l'Éocène moyen reposent, après une lacune, sur une alternance de calcaires et de calcaires dolomitiques de la biozone CsB6 (Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur), (Koroveshi et al., 1999). Cette lacune est de l'ordre de 20.5 Ma et est soulignée par la présence des bauxites qui remplissent les cavités karstiques, comme dans la coupe de M. Kolaj (massif de Renci).

Les carbonates du Crétacé supérieur (calcaires et calcaires dolomitiques) d'environ 75 m d'épaisseur, gris-clairs et crèmes, de type wackestone, en strates moyennes renferment beaucoup de rudistes et leurs débris. On y retrouve encore des *Scandonea* sp., *Rhapydionina* sp., *Accordiella conica*, *Dicyclina* sp., *Thaumatoporella*

parvovesiculifera et *Aeolisaccus kotori* qui suggèrent le Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur (biozone CsB6).

Les calcaires bioclastiques de l'Éocène moyen, d'environ 50 m d'épaisseur, sombres puis plus clairs, en strates moyennes, présentent des alternances entre des packstones et des grainstones. Ils sont constitués de débris d'algues rouges et de grands foraminifères, dont les Orthophragmunes, Nummulites (*Nummulites* sp.,), Discocyclines (*Discocyclina* sp., *Discocyclina sella*), bryozoaires et échinodermes.

4.1.2 Massif de Tervolli

Le massif de Tervolli est l'affleurement calcaire le plus méridional de la plate-forme de Kruja (Fig. 2). Il s'agit d'une structure anticlinale (Peza, 1968, 1982 ; Peza et al., 1972 ; ISPGJ-IGJN, 1983; Koroveshi et al, 1999), dont le cœur fait apparaître les roches les plus anciennes d'âge Crétacé supérieur (Campanien-Maastrichtien). Ces dépôts sont surmontés, après une discontinuité (Maastrichtien supérieur), par les calcaires du Paléocène et de l'Éocène moyen (Lutétien inférieur). Après une deuxième discontinuité, qui correspond à Lutétien moyen et qui est soulignée par une bauxite, la série se poursuit avec les dépôts de l'Éocène moyen (Lutétien supérieur) et de l'Éocène supérieur. Enfin, la série carbonatée du massif est surmontée par le flysch de l'Oligocène discordant. Cependant, dans quelques secteurs du massif le contact entre les carbonates et le flysch est faillé, dû au chevauchement vers l'ouest de la Zone Kruja pendant l'intervalle Miocène-Pliocène (ISPGJ-IGJN, 1983; Koroveshi et al, 1999).

La coupe représentative du massif d'Holta (Fig. 2) présente une vision relativement complète du Paléogène de la plate-forme de Kruja. Elle montre une série épaisse d'environ 345 m où l'on observe, de bas en haut, cinq ensembles lithologiques (Peza, 1968, 1982 ; Peza et al., 1972 ; Koroveshi et al., 1999) :

- a) 75 m d'alternance de calcaires dolomitiques clairs en strates moyennes et de dolomies sombres en strates massives, portant des traces de bioturbation. Les calcaires dolomitiques renferment des rudistes entiers et leurs débris à côté des foraminifères benthiques tel que : *Acodiella conica*, *Scandonea samnitica*, *Rotorbinella scarsellai*, *Dicyclina* sp., *Cuneolina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Aeolisaccus kotori*, Discorbis, Rotalidés et Miliolidés. Les auteurs datent ce niveau du Campanien-Maastrichtien inférieur (CsB6) ;
- b) 50 m de calcaires micritiques beiges riches en Milioles du Paléocène qui reposent, après une discontinuité, sur les calcaires du CsB6. Cette lacune, estimée à environ 3 Ma, correspond à l'absence de la biozone CsB7 (Maastrichtien supérieur). Les calcaires renferment *Coscinolina liburnica*, *Miscellanea* cf. *miscella*, *Idalina* cf. *sinjarica*, *Valvulina* sp., *Spirolina* sp., *Microcodium*, Discorbis et des algues charophytes;
- c) 130 m de calcaires bioclastiques sombres à Alvéolines en strates moyennes à massives. Parfois on rencontre des Nummulites et des Orbitolites, mais rarement aussi des Operculines et des Assilines. Dans les Alvéolines sont définies les espèces *Alveolina canavari*, *A. parva*, *A. gigantea* qui datent de l'Éocène inférieur ;
- d) 40 m de calcaires blancs en strates massives à beaucoup de gastéropodes, des Alvéolines et rarement des Nummulites et Microcodium caractérisant l'Éocène moyen (Lutétien inférieur)
- e) 50 m de calcaires bioclastiques à Nummulites et Discocyclines reposant en discontinuité sur les calcaires précédents à travers d'un mince niveau de bauxite (10 à 30 cm), soulignant ainsi une deuxième lacune de sédimentation d'environ 2,5 Ma (absence de Lutétien moyen). Ces calcaires renferment *Chapmanina gassinenensis*, *Arenagula* sp., *Fabiania cassis*, *Discocyclina discus*, *D. sella*, *Nummulites aturicus*, *Asterodiscus* aff. *cuvillieri*, *Actinocyclina* aff. *radians*, *Assilina* sp., *Operculina* sp., *Sphaerogypsina* sp.,

Lithothamnium sp. et des fragments de bryozoaires qui datent l'intervalle Éocène moyen (Lutétien supérieur)-Éocène supérieur.

4.1.3 Éléments de comparaison de ces massifs avec les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi

Dans les trois affleurements examinés, massifs de Renci et Kakarriqi et le massif de Tervolli, on reconnaît les mêmes caractéristiques que celles relevées dans l'étude des massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi, représentatifs de la Partie orientale de la plate-forme de Kruja.

Le coupes représentatives de chaque massif montrent, comme dans les massifs Kruje-Dajt et de Makareshi, la présence de deux types de sédimentation :

- une sédimentation néritique de type plate-forme interne durant le Crétacé supérieur (massifs de Renci, de Kakarriqi et de Tervolli) et le Paléocène (massif de Tervolli) ;
- une sédimentation néritique de type plate-forme externe durant l'Éocène moyen à supérieur.

Ces deux régimes de sédimentation sont séparés par des lacunes stratigraphiques de durées variables, témoins des épisodes d'émersion dans la Partie orientale de la plate-forme de Kruja. On peut regrouper ces lacunes en trois types différents, à savoir :

- a) Lacune du Maastrichtien supérieur (CsB7) à l'Éocène inférieur, de l'ordre de 20.5 Ma, marquée par la formation de bauxites. Elle est reconnue dans les massifs de Renci et de Kakarriqi et correspond à la lacune observée dans le massif de Makareshi ;

- b) Lacune du Maastrichtien supérieur (CsB7), de l'ordre de 3 Ma, relevée dans le massif de Tervolli, qui correspond à la première lacune constatée dans le massif de Kruje-Dajt ;
- c) Lacune à l'intérieur de l'Éocène moyen (absence du Lutétien moyen) de l'ordre de 2.5 Ma, une nouvelle pour la Partie orientale, soulignée aussi par un niveau de bauxite et constatée seulement dans le massif de Tervolli.

4.2 AFFLEUREMENTS DE SÉRIES DE TYPE "PARTIE OCCIDENTALE"

Il s'agit des massifs de Qeshibeshi et d'Ishmi, ce dernier effondré et recouvert par les molasses (argiles et grès) d'âge Miocène.

4.2.1 Massif de Qeshibeshi

Ce massif est situé à environ 8 km de l'extrême sud du massif de Kulmaka (Fig. 3). On y observe des carbonates néritiques du Crétacé supérieur (Cénomanien-Santonien) surmontés, après une longue discontinuité (Santonien supérieur-Éocène inférieur), par des calcaires pélagiques (brèchiques et planctoniques) de l'Éocène moyen. Le flysch de l'Oligocène entoure partout ce massif et repose en discordance sur les carbonates (ISPGJ-IGJN, 1983 ; Yzeiraj et al., 2002).

Une coupe représentative du massif et un affleurement des brèches d'âge Éocène moyen sont analysés et les résultats sont présentés ci-dessous :

Coupe représentative du massif de Qeshibeshi

Cette coupe d'environ 105 m d'épaisseur est située au NE du massif (Fig. 3). Elle est constituée de cinq ensembles lithologiques, présentant de bas en haut :

- a) 30 m de calcaires gris-beiges de type wackestone-packstone, à débris de rudistes et de pellets, en strates moyennes. À la base, ils s'alternent avec des calcaires lumachelliens constitués de fragments de rudistes de petite taille (2-4 cm de longueur). Ils renferment des *Cisalveolina* sp., *Nezzazata* sp., *Cuneolina* sp., Miliolidés, quelques débris d'Orbitolinidés et de rares ostracodes qui caractérisent l'intervalle Campanien-Turonien, plus précisément le CsB2-CsB3;
- b) 40 m de calcaires gris clairs, de type wackestone-packstone, à grands rudistes et gastéropodes, en strates massives, renfermant des *Cuneolina* sp., Orbitolinidés micritisés, *Cayeuxia* sp., des fragments d'algues Dasycladales et de rares ostracodes. L'association de ces fossiles souligne le passage des biozones CsB2-CsB3 (Cénomanien-Turonien) ;
- c) 30 m d'alternance de calcaires laminés beiges prédominants et de calcaires de type wackestone renfermant des débris de rudistes, de gastéropodes et d'algues. Les calcaires renferment *Cuneolina* sp. et ostracodes d'âge CsB2-CsB3 ;
- d) 2 m de calcaires brèchiques, d'âge Éocène moyen, qui reposent sur les calcaires laminés du CsB2-CsB3 à travers d'un contact franc et parallèle à la stratification. La lacune est de l'ordre de 37 Ma. Les fragments sont anguleux et renferment des débris de rudistes et de gastéropodes, des ostracodes, des milioles caractérisant le Crétacé supérieur. Mais, il y a aussi des calcaires bioclastiques à Orthophragminés, des algues Mélobésiées et des bryozoaires, du Paléocène-Éocène inférieur. La matrice de cette brèche est une micrite planctonique à Globigérines;
- e) 3 m de calcaires beiges clairs en plaquettes à *Globigérina* sp., *Turborotalia* sp., *Hantkenina* sp. et *Pseudohastigerina* sp., de l'Éocène moyen.

Affleurement des brèches de l'Éocène moyen

Cet affleurement est localisé à l'extrême nord du massif (Fig. 3). Il montre les calcaires brèchiques de l'Éocène moyen qui reposent directement sur le substrat du CsB4 (Santonien supérieur) : la lacune est de l'ordre de 37 Ma.

Le substrat est représenté par des calcaires de type wackestone-packstone à débris de rudistes et des microfossiles tels que *Cuneolina pavonia*, *Moncharmontia appeninica*, *Murgella lata*, *Accordiella conica*, *Scandonea* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, Miliolidés et Textularidés.

Les calcaires brèchiques sont constitués d'éléments anguleux et subarrondis dont la taille varie entre 3 à 15 cm (Planche I-A). L'échantillon q-55 (Planche I-B) permet une observation détaillée de cette brèche et l'identification de trois types de matériaux exogènes :

- a) des calcaires de type wackestone à débris de rudistes et de gastéropodes, *Cisalveolina fallax* (une section complète), *Neazzata* sp et *Cuneolina* sp. du CsB2 (Cénomanien);
- b) des calcaires de type wackestone, à débris de rudistes, *Aeolisaccus kotorri* *Montcharmontia appeninica* et *Cuneolina pavonia* du CsB4-CsB5 (Santonien-Campanien);
- c) des calcaires micritiques à fenestrae ou intramicrudites renfermant des ostracodes et des milioles du Crétacé supérieur.

La matrice de cette brèche est une micrite planctonique à *Turborotalia cerroazulensis*, *Hantkenina* sp., Globigerinidés et Globorotalidés de l'Éocène moyen.

4.2.2 "Massif d'Ishmi"

Ce massif a été repéré grâce à la sismique et aux forages profonds réalisés à l'occasion des travaux d'exploration pétrolière. Il s'agit d'une structure anticlinale couchée vers le SO (Fig. 4, Nakuci et al., 2001) dont l'axe, orienté NNW-SSE, se situe à environ 8 km au sud-ouest du massif de Makareshi. Le profil sismique 42/89 selon Nakuci et al. (2001) montre des dépôts terrigènes d'âge Miocène discordants sur les carbonates du Crétacé supérieur-Éocène du massif d'Ishmi et sur le flysch de l'Oligocène. Dans ce profil un accident inverse est distingué au SO du massif, témoignant d'un rétrochevauchement durant le Pliocène (ISPGJ-IGJN, 1983 ; Yzeiraj et al., 2002).

Parmi les nombreux forages profonds effectués et documentés par les équipes d'exploration pétrolière dans ce massif, on cite les deux plus complets, à savoir les forages Ishmi I-12 et Ishmi I-1/b (Nakuci et al., 2001; Yzeiraj et al., 2002) :

Forage Ishmi I-12

Le forage carotté Ishmi I-12 est localisé près de village d'Ishmi (Fig. 4) et accuse une profondeur totale de 2085 mètres. Ce forage traverse 2040 m de dépôts alternant argiles et grès, attribués au Miocène. Entre 2040 et 2085 mètres de profondeur, on retrouve des sédiments carbonatés, regroupés de haut en bas, selon les auteurs, en trois ensembles lithologiques:

- a) 10 m de calcaires blancs gréseux à *Lithothamnium* du Miocène moyen (Serravalien);
- b) 25 m de calcaires bioclastiques beiges refermant *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Discocyclina nummulitica*, *Asterodiscus* sp. et Miliolidés de l'Éocène moyen ;
- c) 10 m de calcaires gris sombres à *Globotruncana stuarti*, *G. stuartiformis* et *Globotruncana* sp. du Maastrichtien supérieur (CsB7).

Forage Ishmi I-1/b

Le forage carotté Ishmi I-1/b est situé à environ 3,6 km à SE du forage Ishmi I-12 (Fig. 4) et est limité à 2250 m de profondeur. Comme dans le forage Ishmi I-12, le forage Ishmi I-1/b traverse une épaisse séquence de 1575 m, constituée d'une alternance d'argiles et des grès du Miocène. Au-dessous, le forage franchit une séquence carbonatée qui se subdivise, de haut en bas, en trois ensembles lithologiques :

- a) 25 m de calcaires lithothamniés refermant des *Lithothamnium* sp., *Amphistegina* sp., *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., Textularidés et des crinoïdes du Miocène moyen (Serravalien);
- b) 400 m de calcaires micritiques riches en plancton. Il s'agit de calcaires planctoniques à *Globotruncana* sp., *Globotruncana concavata*, *G. bulloides*, *G. ganseris*, *G. stuarti*, *Globotruncana gr. lapparenti*, *Globigerina cretacea*, Htérolividés et Rotalidés du Maastrichtien supérieur (CsB7) ;
- c) 250 m de calcaires et de calcaires dolomitiques gris clairs de type wackestone, à débris de rudistes. Ils renferment des *Cuneolina* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, Miliolidés, Ophthalmidiidés et des Discorbis, caractérisant le passage Campanien-Maastrichtien (CsB5-CsB6).

4.2.3 Éléments de comparaison de ces massifs avec le massif de Kulmaka

Les caractéristiques de la Partie occidentale de la plate-forme de Kruja, représentée par le massif de Kulmaka, se retrouvent en partie dans les massifs de Qeshibeshi et d'Ishmi.

Durant le Crétacé supérieur, dans ces deux massifs la sédimentation est semblable à celle observée dans la partie occidentale du massif de Kulmaka, soit :

- a) néritique de type plate-forme interne durant les intervalles CsB2-CsB3 dans le massif de Qeshibeshi et CsB5-CsB6 dans le massif d'Ishmi;
- b) et pélagique de type bassin durant le Maastrichtien supérieur (CsB7), constatée seulement dans le massif d'Ishmi car dans le massif de Qeshibeshi cette biozone est absente.

Pendant l'Éocène, deux situations se présentent :

1. dans le massif de Qeshibeshi, une sédimentation pélagique de type basin, caractérisée par des calcaires bréchiques et planctoniques qui reposent en discontinuité sur les calcaires néritiques du Cénomanien-Turonien (CsB2-CsB3), tel que constaté dans la coupe VIII du massif de Kulmaka ;
2. dans le massif d'Ishmi (forage Ishmi I-12), une sédimentation néritique de type plate-forme externe, caractérisée par des calcaires bioclastiques, tel que reconnue dans la partie orientale du massif de Kulmaka (cf. coupes I et P).

Enfin, la sédimentation dans ces deux massif pendant l'intervalle Crétacé supérieur-Éocène est caractérisée par la présence des lacunes stratigraphiques, tel qu'observée dans le massif de Kulmaka. On y distingue deux type de lacunes, à savoir :

1. Lacune du Santonien supérieur (CsB4) à l'Éocène inférieur, d'une durée d'environ 37 Ma, identifiée dans le massif de Qeshibeshi . Elle est identique à celle reconnue dans la coupe VIII du massif de Kulmaka;
2. Lacune du Paléocène à l'Éocène inférieur, d'une durée d'environ 17.5 Ma, constatée dans le forage I-12 du massif d'Ishmi. Elle correspond à celles identifiées dans la coupe I et dans la partie supérieure de la coupe X du massif de Kulmaka.

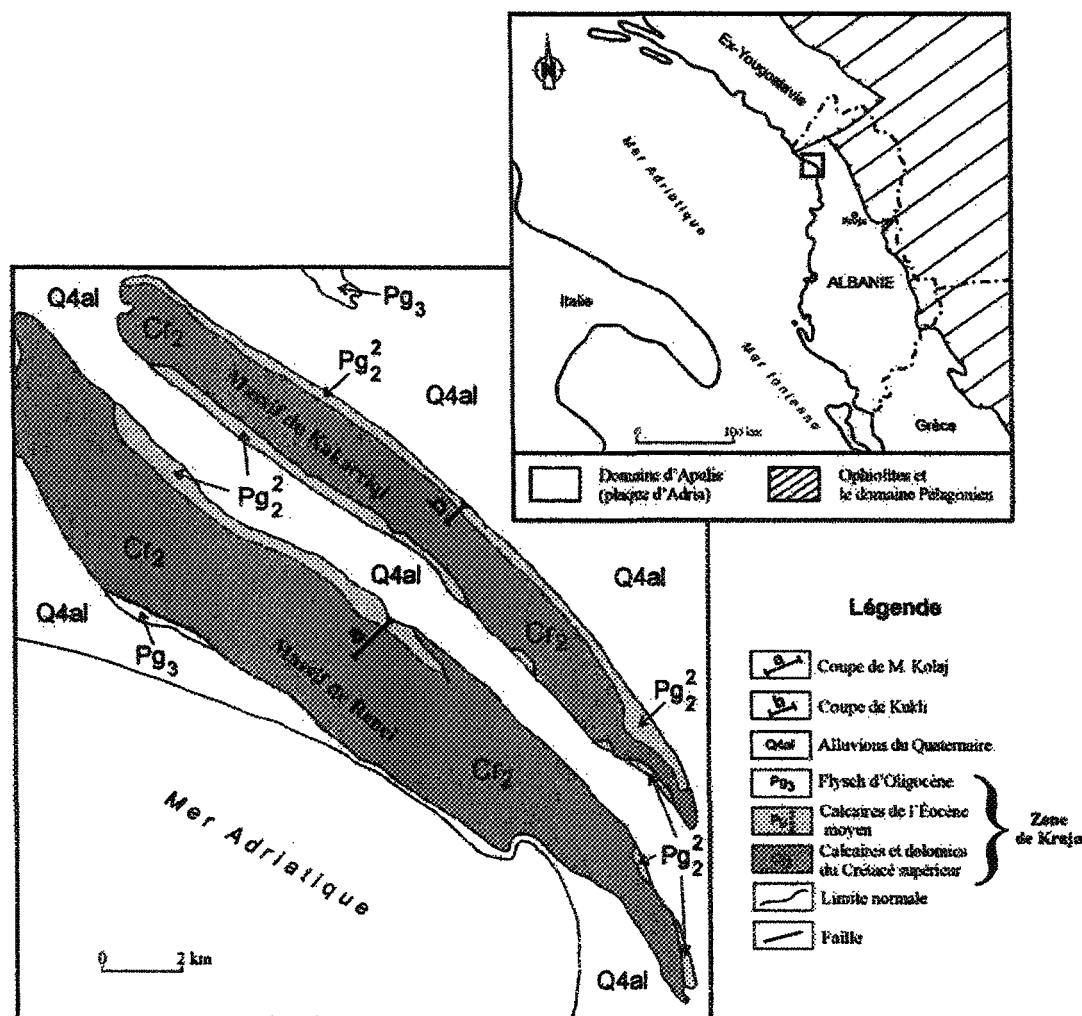


Fig.1. Schéma de localisation des massifs carbonatés de Renci et de Kakarriqi selon la carte géologique de l'Albanie (ISPGJ-IGJN, 1983). Localisation des coupes : a- la coupe de M. Kolaj et b- la coupe de Kukli (Koroveshi et al., 1999).

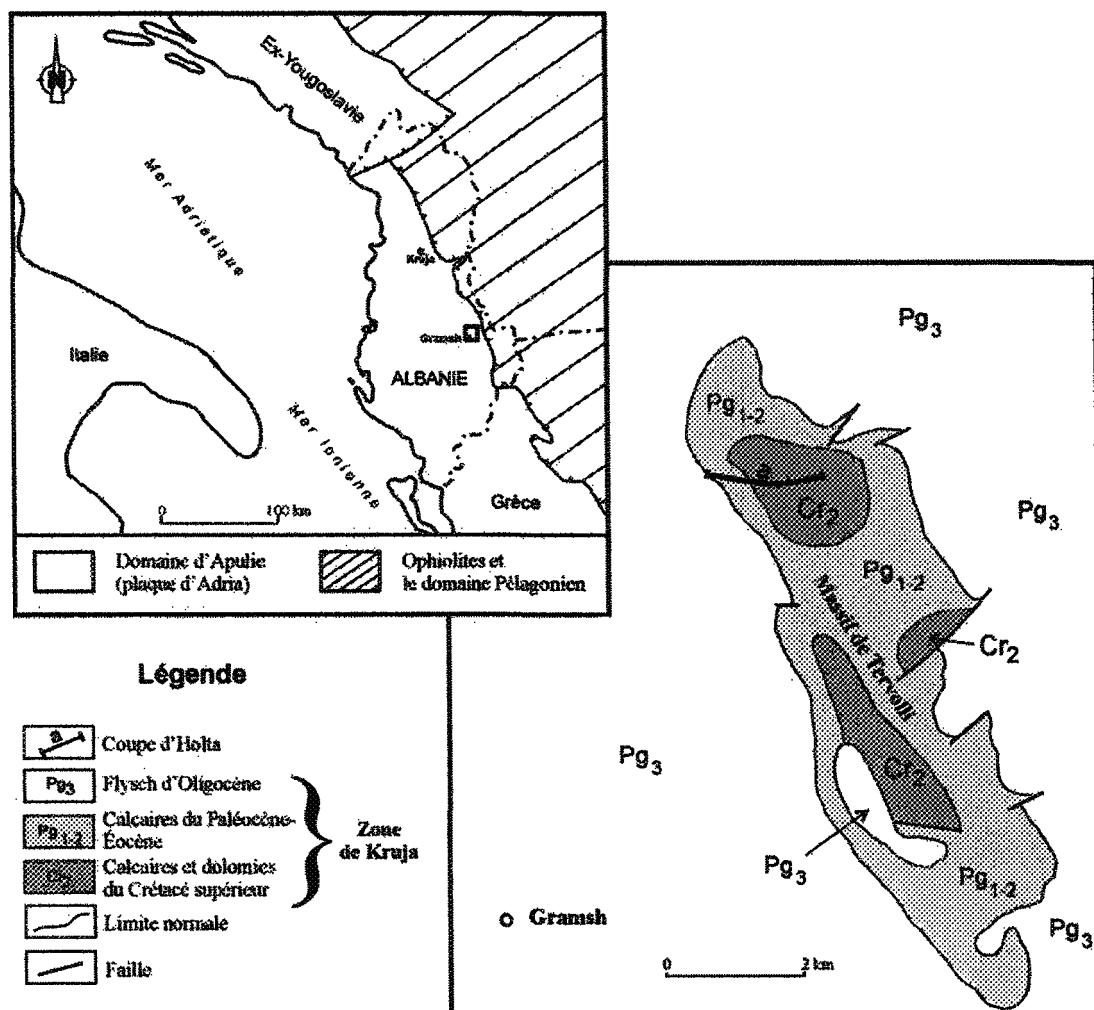


Fig.2. Schéma de localisation du massif carbonaté de Tervolli selon la carte géologique de l'Albanie (ISPGJ-IGJN, 1983). Localisation de la coupe d'Holta (Koroveshi et al., 1999).

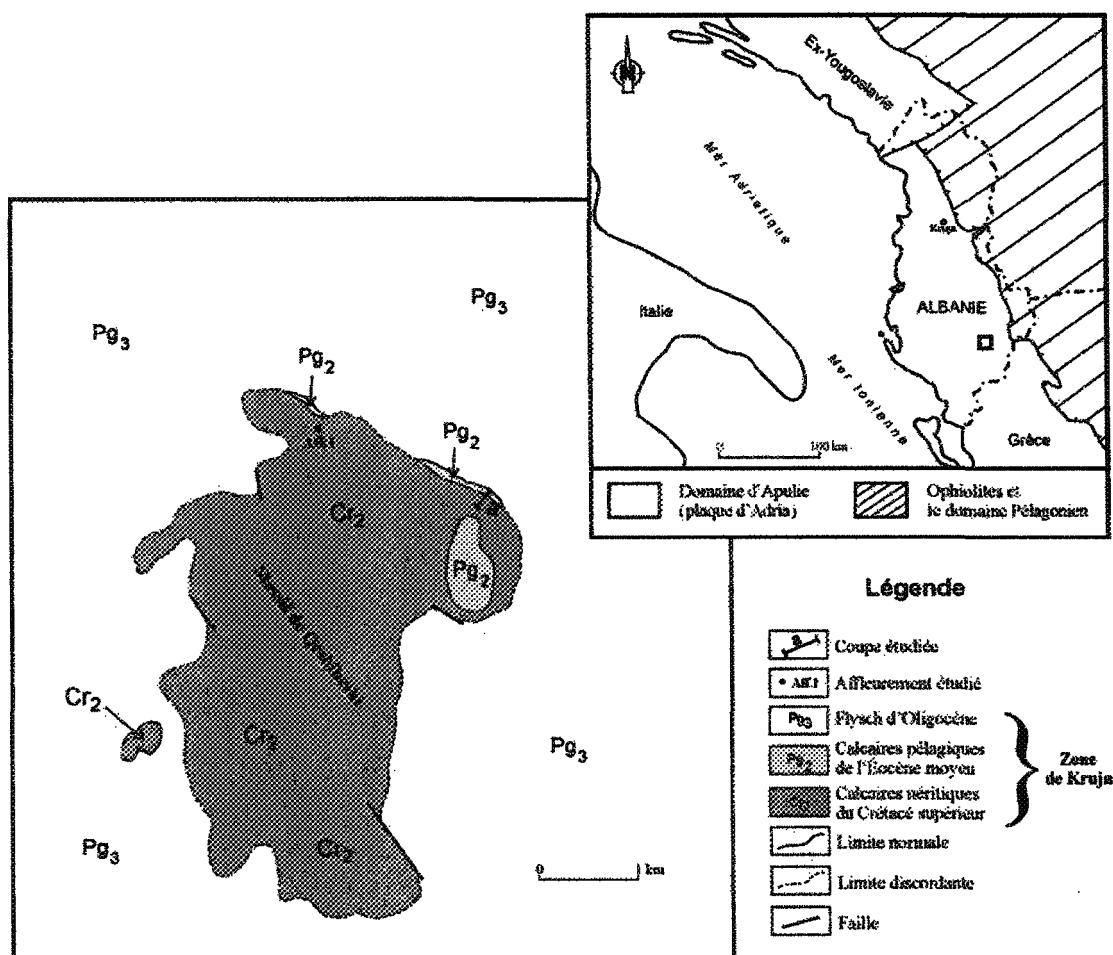


Fig.3. Schéma de localisation du massif carbonaté de Qeshibeshi selon la carte géologique de l'Albanie (ISPGI-IGJN, 1983). Localisation de la coupe et de l'affleurement étudiés.

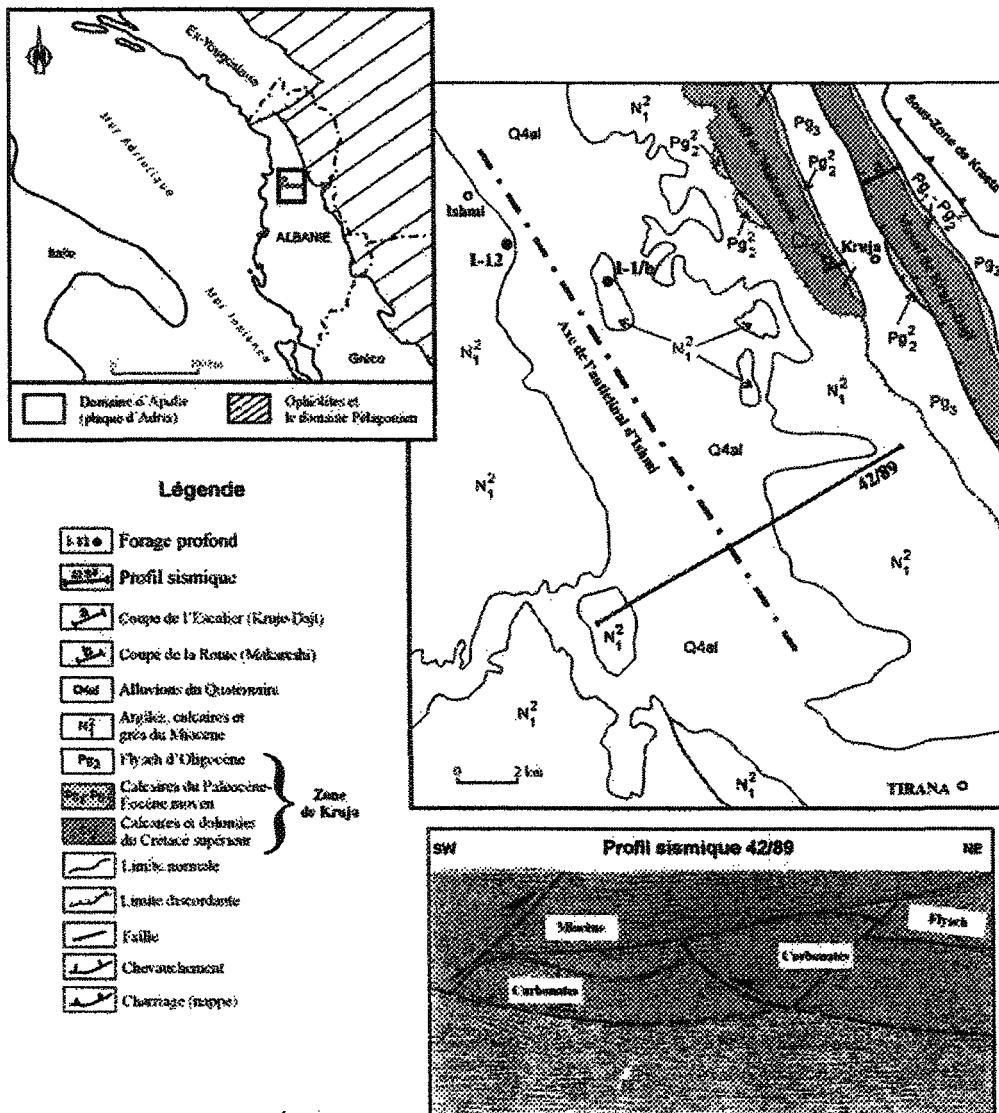


Fig.4. Schéma de localisation du massif enterré d'Ishmi selon la carte géologique de l'Albanie (ISPGJ-IGJN, 1983) et le profil sismique 42/89 (Nakuçi et al., 2001).

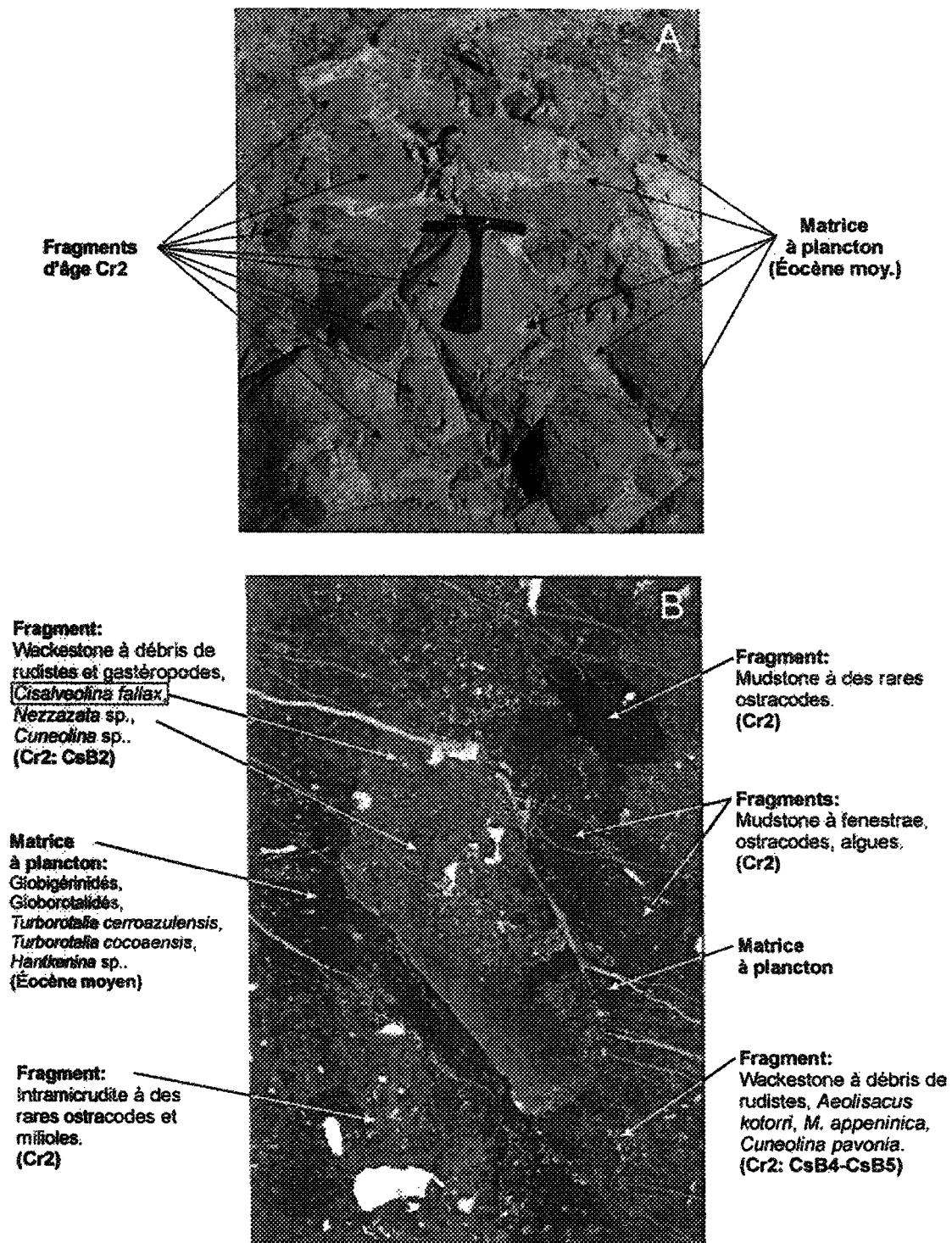


Planche 1. Brèches dans l'affleurement 1 du massif de Qeshibeshi.
A- Photo du terrain; B- Photo de la lame mince q-55 (X20).

CHAPITRE V

CORRÉLATION DES AFFLEUREMENTS DE LA PLATE-FORME DE KRUJA-GAVROVO

Après avoir démontré les fondements de la sédimentation crétacée-éocène dans les deux parties distinctes de la plate-forme carbonatées de Kruja en Albanie et examiné la revue des connaissances acquises dans d'autres secteurs de cette même plate-forme, ainsi que les éléments de sa comparaison avec la plate-forme équivalente de Gavrovo en Grèce, on aborde successivement les corrélations régionales, réalisées à l'intérieur des deux parties de l'ensemble Kruja-Gavrovo, en se basant sur :

- 1- l'ensemble de nouvelles données biostratigraphiques obtenues dans tous les affleurements étudiés de la plate-forme de Kruja et qui ont permis de fixer de nouveaux repères biostratigraphiques pour l'intervalle Crétacé inférieur-Crétacé supérieur, antérieurs à ceux déjà établis pour l'intervalle Paléocène-Éocène;
- 2- l'enregistrement sédimentaire distinct à partir du Maastrichtien supérieur (CsB7) et la présence des différentes discontinuités (lacunes) dues à l'activité des failles et aux émersions (érosion continentale);
- 3- les caractéristiques similaires déjà bien reconnues dans la plate-forme de Gavrovo.

Ces corrélations permettent de comparer et résumer la division longitudinale qui oppose les deux parties de la plate-forme de Kruja-Gavrovo, appartenant à la marge passive d'Apulie des Hellénides.

5.1 CORRÉLATION DES AFFLEUREMENTS DE LA PARTIE ORIENTALE

La Partie Orientale de la plate-forme de Kruja-Gavrovo comporte du NNO au SSE, les massifs carbonatés orientaux de Renci, de Kakarriqi, de Makareshi, de Kruje-Dajt et de Tervolli en Albanie (Introduction, Fig. 3), ainsi que le domaine oriental du massif de Gavrovo en Grèce (cf. Mavrikas, 1993 ; et Landrein et al., 2001); Introduction, Fig. 4).

Les coupes représentatives des massifs de Renci et Kakarriqi (Koroveshi et al., 1999), des massifs de Makareshi et de Kruje-Dajt (Heba et Prichonnet, 2006) et du massif de Tervolli (Peza, 1968, 1982 ; Peza et al., 1972 ; Koroveshi et al., 1999), appartenant à la plate-forme de Kruja, et la coupe représentative du domaine oriental de la plate-forme de Gavrovo, reconstituée et simplifiée à partir des études de Mavrikas (1993) et de Landrein et al. (2001), sont présentées de manière synthétique dans la figure 1. Dans cette corrélation les "lignes-temps" correspondent aux limites des biozones pour le Crétacé supérieur et aux limites des séries ou sous-séries pour le Paléogène.

L'ensemble des ces coupes permet la mise en évidence de trois aspects significatifs communs caractérisant cette partie, à savoir :

1. une sédimentation néritique persistante de type plate-forme interne durant l'intervalle Crétacé supérieur-Paléocène et de type plate-forme externe à l'Éocène;
2. une série relativement continue en faciès de plate-forme interne durant le Crétacé supérieur;
3. une émersion généralisée vers la fin du Crétacé supérieur qui correspond à un grand épisode régressif à l'échelle globale (Haq et al., 1988).

Des lacunes stratigraphiques s'associent à l'émergence de la fin du Crétacé supérieur, mais leur apparition et leurs durées sont différentes selon les secteurs. Ainsi, dans tous les massifs en Albanie (Renci, Kakarriqi, Makareshi, Kruje-Dajt et Tervolli) l'émergence fini-crétacée avec l'absence de la biozone CsB7 (Maastrichtien supérieur) est générale. De plus, dans les massifs de Renci, de Kakarriqi et de Makareshi, cette émergence est soulignée par la formation de bauxites (Gjata et al., 1968; Peza, 1973; Duraj, 1969; ISPGJ-IGJN, 1983; Koroveshi et al., 1999). Alors que dans le domaine oriental de Gavrovo (Introduction), elle est quelque peu retardée, du fait que la lacune est inscrite au sommet de la biozone CsB7.

Les durées de ces lacunes sont de l'ordre de 3 Ma (absence du CsB7) dans les massifs de Kruje-Dajt et de Tervolli, de 6.3 Ma (absence du Paléocène inférieur) dans le domaine oriental de Gavrovo et de 20.5 Ma (absence de l'intervalle CsB7-Éocène inférieur) dans les massifs de Makareshi, de Kakarriqi et de Renci.

Toutefois, mis à part l'émergence commune fini-crétacée, quatre autres épisodes d'émergence sont distingués localement dans cette partie de la plate-forme :

- 1- une émergence dans le passage des biozones CsB5-CsB6, relevée dans les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi par des pics ou des excursions négatives des valeurs de Sr et des excursions négatives des valeurs isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$), (Chapitre II). Cette émergence correspond à un autre épisode régressif global au Campanien moyen (77.3 Ma, Jarvis et al., 2002; Steuber et al., 2005) distingué aussi par le signal géochimique dans d'autres plate-formes du domaine d'Apulie (*Island of Brač* en Croatie, Steuber et al., 2005);
- 2- une émergence intra-maastrichtienne (CsB6-CsB7) avec diagenèse continentale (paléosols et des karsts), identifiée dans le domaine oriental de Gavrovo (Landrein et al., 2001 ;). Cette émergence est aussi mise en évidence dans autres plate-formes d'Apulie (plate-forme de Tripolitza en Grèce, Landrein et al., 2001; *Island of Brač* en Croatie, Gusic and Jelaska, 1990);

- 3- une émersion marquée par la bauxite avec une lacune de l'ordre de 5 Ma (absence de l'Éocène inférieur), observée dans le massif de Kruje-Dajt (Gjata et al., 1968 ; Peza, 1973, 1975, 1977, 1982 ; ISPGJ-IGJN, 1983);
- 4- finalement, une émersion à l'intérieur de l'Éocène moyen, elle aussi marquée par la bauxite avec une lacune de l'ordre de 2.5 Ma (absence du Lutétien moyen) est enregistrée seulement dans le massif de Tervolli (Peza, 1968, 1982 ; Peza et al., 1972 ; Koroveshi et al, 1999).

5.2 CORRÉLATION DES AFFLEUREMENTS DE LA PARTIE OCCIDENTALE

La Partie Occidentale de la plate-forme de Kruja-Gavrovo, inclut du NNO au SSE les massifs carbonatés occidentaux d'Ishmi, de Kulmaka et de Qeshibeshi en Albanie (Introduction, Fig. 3), ainsi que les domaines occidental et axial du massif de Gavrovo en Grèce (cf. Mavrikas, 1993; Introduction, Fig. 4). La figure 2 présente la corrélation de l'ensemble des coupes caractéristiques de ces massifs, soit : deux coupes pour le massif enterré d'Ishmi (Nakuci et al., 2001 ; Yzeiraj et al., 2002); les coupes X, VIII, XIII, XII, I, II (Chapitre III) et P (Yzeiraj et al., 2002) caractérisant le massif de Kulmaka (Chapitre III) ; une coupe pour le massif de Qeshibeshi et une coupe représentative des domaines occidental et axial de Gavrovo, reconstituée et simplifiée selon l'étude de Mavrikas (1993). Comme dans la figure 1, les repères de la corrélation sont des "lignes-temps" correspondant aux limites des étages pour le Crétacé inférieur (Albien), aux limites des biozones pour le Crétacé supérieur et aux limites des séries ou sous-séries pour le Paléogène.

Quatre faits saillants marquent cette partie de la plate-forme de Kruja-Gavrovo :

1. une absence remarquable (lacune) d'une partie des sédiments du Crétacé supérieur et de ceux de l'intervalle Paléocène-Éocène, d'importance variable selon les lieux (de 16 à 47 Ma; et même localement de 60 Ma, Fig. 5, Chapitre III) est relevée dans le massif d'Ishmi (Chapitre IV), dans la plupart des coupes du massif de Kulmaka (X, VIII, XIII, XII, I; Chapitre III), dans le massif de Qeshibeshi (Chapitre IV) et dans les domaines occidental et axial du massif de Gavrovo (Introduction);
2. un changement du régime de sédimentation à partir du Maastrichtien supérieur (CsB7, Chapitre III). En effet, les environnements de type plate-forme interne durant le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur (CsB1 à CsB6) sont remplacés durant le CsB7, le Paléocène et l'Éocène moyen à supérieur soit par des environnements pélagiques de type bassin (massif d'Ishmi; coupes X, VIII, XIII et XII du massif de Kulmaka; massif de Qéshibeshi; domaines occidental et axial du massif de Gavrovo), soit par des environnements de type plate-forme externe (coupe I-12 du massif d'Ishmi; et coupes I et P du massif de Kulmaka);
3. une présence de brèches polygéniques de l'Éocène moyen (coupes IX et VIII du massif de Kulmaka, Chapitre III); massif de Qeshibeshi (Chapitre III); et du Paléocène supérieur-Eocène moyen (domaines occidental et axial de Gavrovo, Introduction), dont les fragments dérivent des roches carbonatées du Crétacé supérieur (substrat cénomanien à campanien et micrites planctoniques maastrichtiennes) et du Paléogène (faciès péri-récifaux à récifaux, paléocènes et éocènes) ;
4. un cas unique démontrant une continuité de la série sédimentaire durant l'intervalle Crétacé-Éocène, représenté par l'ensemble des coupes II et P du massif de Kulmaka (Chapitre III).

5.3 DISCUSSION ET PERSPECTIVES POUR DES RECHERCHES POSTÉRIEURES

5.3.1 Discussion

L'étude des massifs de la plate-forme de Kruja en Albanie et les corrélations établies entre celle-ci et son équivalent de Gavrovo en Grèce montrent clairement une division longitudinale de l'ensemble Kruja-Gavrovo en deux parties, une Partie Orientale et une Occidentale, orientées NNO-SSE. Cette division est démontrée par la différence de la sédimentation fini-crétacée-éocène, causée par le décrochement longitudinal entre les deux parties durant cet intervalle.

Après une période de stabilité enregistrée dès la fin du Crétacé inférieur (Albien) jusqu'au Crétacé terminal (Santonien inférieur) qui se caractérise par une sédimentation de type plate-forme interne (type bahamien), une instabilité d'origine tectonique s'installe dans la plate-forme de Kruja-Gavrovo.

Durant l'intervalle Santonien supérieur-Maastrichtien inférieur (CsB4-CsB6), la sédimentation continue dans la Partie Orientale en faciès de plate-forme interne (massifs de Renci, de Kakarriqi, de Makareshi, de Kruje-Dajt, de Tervolli et le domaine oriental du massif de Gavrovo; Fig. 1) et montre dans certains massifs (Kruje-Dajt et Makareshi) des cycles de régression/transgression (Chapitre I). En revanche, dans la Partie Occidentale (massifs d'Ishmi, de Kulmaka, de Qeshibeshi et les domaines occidental et axial du massif de Gavrovo ; Fig. 2) ces sédiments sont majoritairement absents (lacunes) à l'exception des coupes II et P (massif de Kulmaka) et la coupe I-1/b (massif d'Ishmi). On retrouve les fragments de ces sédiments sous-forme de brèches de talus dans le Bassin Ionien en Albanie (Kondo,

1971; ISPGJ-IGJN, 1983; Meço and Aliaj, 2000; Yzeiraj et al., 2002) et en Grèce (cf. IGRS-IFP, 1966 *in* Mavrikas, 1993; Fleury, 1980), (Chapitre III).

Cette différenciation entre les deux parties est due aux failles de décrochement syn-sédimentaires entre le Bassin Ionien et la plate-forme de Kruja-Gavrovo (Fig. 7, Chapitre III), provoquant la fragmentation de la plate-forme et des érosions majeures des sédiments dans la Partie Occidentale. Ces failles s'accordent avec la collision qui se produit pendant l'intervalle Santonien supérieur-Maastrichtien inférieur entre la plaque d'Apulie et celle d'Europe (Ricou et al., 1986; Masse and Borgoman, 1987; Linzer et al., 1995; Wagreich, 1995; Neubauer et al., 1995 ; Borgoman, 2000 ; Golonka, 2002; Casabianca et al., 2002; Carminati and Doglioni, 2004).

La poursuite de ce régime d'instabilité pendant la période postérieure (Paléocène-Éocène moyen à supérieur) se traduit par de nouveaux bouleversements provoquant : de nouvelles lacunes et des brèches polygéniques dans la Partie Occidentale; des lacunes dans la Partie Orientale ; et un changement significatif de la sédimentation dans les deux parties qui se maintiendra jusqu'à l'arrivée du flysch de l'Oligocène.

Ainsi :

1. Dans la Partie Orientale (Fig. 1), après l'émersion généralisée vers la fin du Crétacé supérieur, accompagnée par des lacunes de durées variables (de 3 à 20 Ma) et dans certains cas aussi par la formation des bauxites (massifs de Renci, de Kakarriqi et de Makareshi), la sédimentation reste toujours néritique, de type plate-forme interne au Paléocène (massifs de Kruje-Dajt, de Tervolli et le domaine oriental du massif de Gavrovo) et de type plate-forme externe à l'Éocène. D'autres épisodes d'émersion se sont manifestés durant l'Éocène. Ils sont soulignés par des lacunes (2.5 à 5 Ma) et par la présence des bauxites

(massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi) qui montrent des variations locales au sein de la Partie Orientale;

2. Dans la Partie Occidentale (Fig. 2), la sédimentation durant le Maastrichtien supérieur (CsB7) et l'Éocène moyen à supérieur est majoritairement pélagique de type bassin à l'exception des coupes I et P du massif de Kulmaka et de l'ensemble médian de la coupe I-12 (massif d'Ishmi), dont la sédimentation est de type plate-forme externe. Toutefois, on doit souligner l'absence des sédiments (lacunes) au Maastrichtien supérieur (coupe VIII du massif de Kulmaka, massif de Qeshibeshi et domaines occidental et axial du massif de Gavrovo), au Paléocène inférieur (domaines occidental et axial du massif de Gavrovo) et pendant l'intervalle Paléocène-Éocène inférieur (coupe I-12 du massif d'Ishmi, coupes X et VIII du massif de Kulmaka, massif de Qeshibeshi). On retrouve les témoins de la sédimentation durant ces périodes dans les fragments des brèches polygéniques reparties dans cette partie de la plate-forme, tels que constatés dans les coupes X et VIII du massif de Kulmaka, dans le massif de Qeshibeshi et dans les domaines occidental et axial du massif de Gavrovo.

Suivant les corrélations et la comparaison entre les deux parties, il est évident que l'évènement tectonique survenu à la fin du Crétacé supérieur marque un changement essentiel à l'échelle régionale dans l'évolution de l'ensemble Kruja-Gavrovo. Les massifs d'Ishmi, de Kulmaka de Qeshibeshi et les domaines occidental et axial du massif de Gavrovo correspondraient donc à une bande (Partie Occidentale) localisée à proximité de la limite entre la plate-forme de Kruja-Gavrovo et le Bassin Ionien adjacent, et qui se caractérise par des érosions majeures des sédiments. En revanche, les massifs plus orientaux de Renci, de Kakarriqi, de Kruje-Dajt, de Makareshi, de Tervolli et le domaine oriental du massif de Gavrovo constituerait une autre bande (Partie Orientale) à sédimentation relativement continue qui comporte des émersions et des lacunes parfois de longue durée. Celles-ci sont dues

aux érosions continentales (émersions) et aux influences des accidents tectoniques qui se produisent dans la Partie Occidentale.

Une zone de cisaillement de direction NNO-SSE (Fig. 7, Chapitre III), composée de failles de décrochement subverticales et d'accidents associés tel que proposée dans le massif de Kulmaka et dans le massif de Gavrovo (Mavrikas, 1993) marque la limite probable entre les deux Parties. Toutefois l'ensemble des coupes I, II et P dans le massif de Kulmaka, portant des caractéristiques similaires à la Partie Orientale (sédimentation continue durant le Crétacé supérieur et sédimentation néritique durant tout l'intervalle Crétacé-Éocène) suggère l'existence d'une zone de transition (flexure continentale ?) entre les deux parties.

5.3.2 Perspectives pour des recherches postérieures

Suite à cette analyse détaillée de l'évolution crétacé-éocène de la plate-forme carbonatée de Kruja en Albanie et à la corrélation établie avec la plate-forme équivalente de Gavrovo en Grèce qui montrent l'évolution commune de l'ensemble Kruja-Gavrovo, on apprécie tout l'intérêt qu'on aurait à poursuivre ce travail par des études complémentaires, permettant d'établir de larges reconstructions paléogéographiques. Cela, particulièrement en Albanie, où la présence de nombreux affleurements constitue un atout important à l'examen de coupes complémentaires et à l'observation en continu des massifs carbonatés de la plate-forme de Kruja.

L'examen des variations axiales par l'entremise de nouvelles coupes et l'application de l'analyse séquentielle dans les massifs de Kruje-Dajt, de Makareshi, de Renci, de Kakarriqi et de Tervolli où la série sédimentaire est plus complète, permettraient éventuellement d'établir la géométrie des unités et l'architecture du remplissage sédimentaire dans la Partie orientale de la plate-forme. Mis à part l'émersion majeure fini-crétacée, il serait intéressant aussi de vérifier par l'étude des

faciès et l'approche géochimique, l'existence d'autres épisodes d'émersion dans la Partie orientale et dans la zone de transition entre les deux parties:

1. d'une part, mieux caractériser l'épisode régressif global au Campanien moyen (passage CsB5-CsB6), relevé par la géochimie dans les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi (Chapitre II);
2. d'autre part, approfondir la connaissance de l'émersion généralisée intra-maastrichtienne (passage CsB6-CsB7), mise en évidence par la diagenèse continentale dans la plate-forme de Gavrovo (Landrein et al., 2001 ; Chapitre III).

Une meilleure compréhension du contexte tectonique décrochant fini-crétacé-éocène dans la limite entre la Partie occidentale de la plate-forme et le Bassin Ionien serait possible par une étude détaillée de la tectonique et de la structure des massifs de Kulmaka et de Qeshibeshi. L'examen des blocs structuraux, des failles existantes et nouvelles (probables) ayant influencé la sédimentation diversifiée et causé des lacunes variables et des brèches dans ces massifs, permettra de mieux reconnaître à l'échelle locale la zone de cisaillement complexe qui s'est développée dans la Partie occidentale de la plate-forme. L'examen des fragments d'origine plate-forme dans les brèches du talus du bassin Ionien pourra renseigner sur d'éventuelles émersions/érosions continentales dans la série crétacée de plate-forme disparue, telle que constatée dans les massifs de Kulmaka et de Qeshibeshi.

Les données obtenues, appuyées par des relevés géophysiques (profils sismiques et forages profonds), rendront possible l'identification des indices significatifs à l'accumulation des hydrocarbures le long de la transition entre la Partie occidentale et le Bassin Ionien, soit : (1) l'identification des failles de décrochement et des accidents associés, éléments favorables à la migration des hydrocarbures tels que signalés en divers endroits (du Trias au Paléogène dans les Hellénides et Dinarides, Picha, 2002; au cours du Miocène et du Pliocène dans le Maracaibo Bassin

au Venezuela, Nelson et al., 2000); et (2) la localisation des brèches calcaires du Crétacé supérieur dans la zone de transition plate-forme/bassin, considérées comme des réservoirs potentiels d'hydrocarbures (cf. l'Apennin Méridional et Central, Borgomanero, 2000; Casabianca et al., 2002).

Enfin, on suggère d'étendre l'étude avec les mêmes orientations à la plate-forme carbonatée de Sazani en Albanie et son équivalente, la plate-forme Pré-apulienne en Grèce. Toutes les deux, situées à l'ouest du Bassin Ionien, sont constituées en partie par des affleurements du Crétacé à l'Eocène. Cette nouvelle étude, une fois réalisée servira à établir des comparaisons et des corrélations possibles de ces plate-formes avec la plate-forme de Kruja-Gavrovo et concevoir des transects tectonostratigraphiques permettant une meilleure reconstitution de l'évolution de la marge passive d'Apulie aux Hellénides durant l'intervalle Crétacé-Éocène.

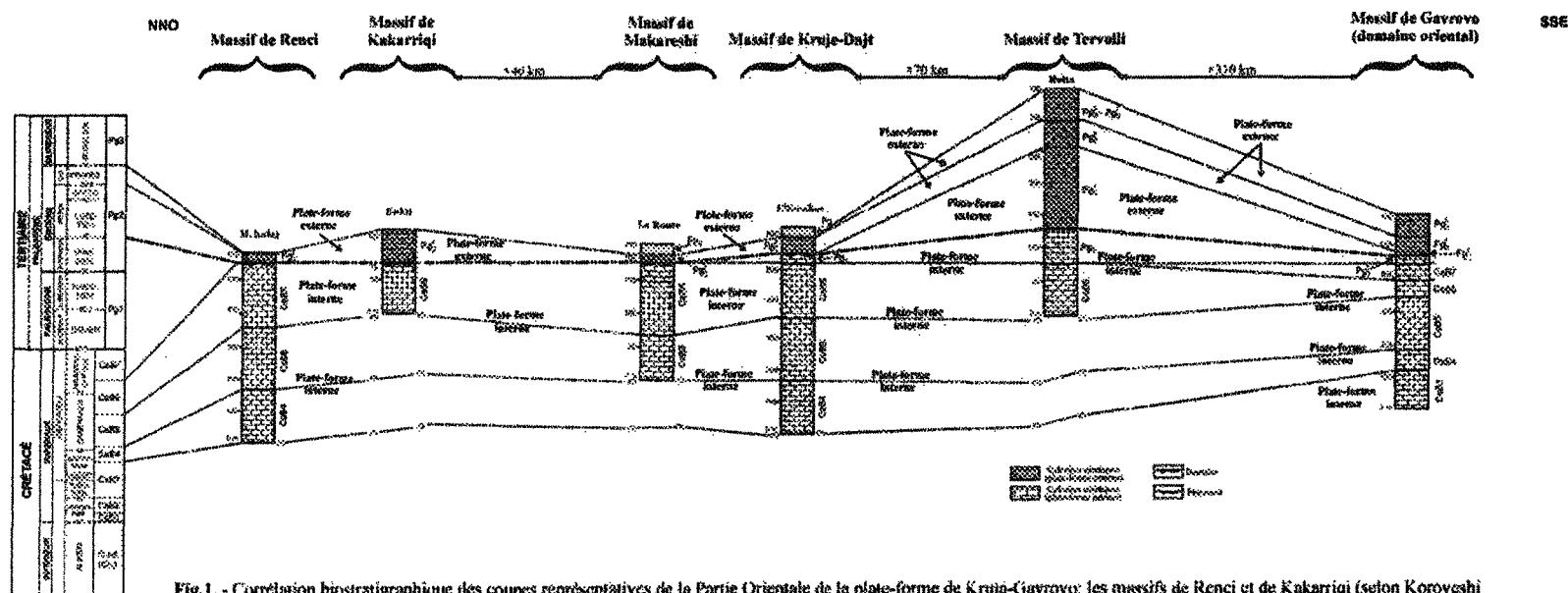
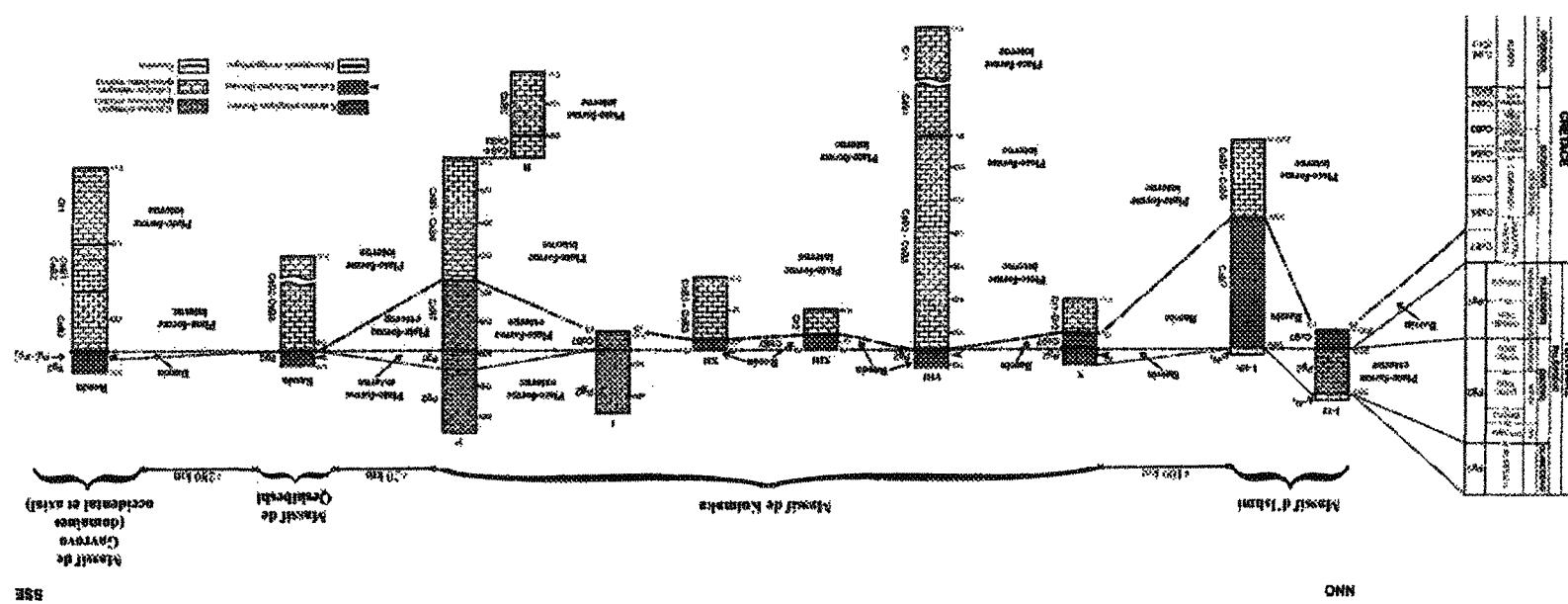


Fig. 1. - Corrélation biostratigraphique des coupes représentatives de la Partie Orientale de la plate-forme de Kruje-Gavrovo: les massifs de Renci et de Kakariqi (selon Koroveshi et al., 1999), les massifs de Makareshi et de Kruje-Dajt (Nebs et Prichonnet, 2006) et le massif de Tervelli (selon Peza, 1968, 1982; Peza et al., 1972; et Koroveshi et al., 1999), en Albanie; et le domaine oriental du massif de Gavrovo en Grèce (selon Mavrikas, 1993; et Landrein et al., 2001).

FIG. 2. - Corrélation histologique des coupes représentatives de la partie Occidentale de la plaine de Kungälv-Svarvö le massif d'Ismi (selon Naucler et al., 2001; et Yerini et al., 2002), et les masses de Kalmaka et de Geshibashi en Albanie, et les domaines occidentaux et axial de Järvsö en Suède (selon Märttala, 1993).



CONCLUSION

L'étude des carbonates crétacés-éocènes de la plate-forme de Kruja, appartenant à la marge passive d'Apulie en Albanie, a permis de redéfinir et préciser plusieurs aspects de ses contextes stratigraphique, paléoenvironnemental et paléogéographique.

On retiendra les dix principaux points suivants :

1. L'établissement d'un nouveau cadre stratigraphique du Crétacé inférieur (terminal) et du Crétacé supérieur (sept biozones : CsB1 à CsB7) et une meilleure connaissance du Paléocène et de l'Éocène de la plate-forme de Kruja suite à l'application de la biostratigraphie définie par Fleury (1980). En effet, dans le massif de Kulmaka (Chapitre III), cette stratigraphie a autorisé pour la première fois la distinction des calcaires néritiques de l'Albien (Crétacé inférieur), des calcaires néritiques du Cénomanien (CsB1 et CsB2), des calcaires pélagiques du Maastrichtien supérieur (CsB7), des calcaires pélagiques et bréchiques de l'Éocène moyen et des calcaires pélagiques de l'Éocène moyen à supérieur. Par ailleurs, cette stratigraphie a aussi permis de préciser les lacunes (de 3 à 20 Ma) liées aux émersions à la fin du Crétacé supérieur et pendant l'Éocène inférieur dans les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi (Chapitre I), et d'identifier des nouvelles lacunes (5 types, de 16 à 60 Ma), liées à l'activité des failles (Chapitre III) dans le massif de Kulmaka;
2. Au passage des biozones CsB5-CsB6, les pics et les excursions négatives des valeurs de Sr, et les excursions négatives des $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ ont permis de mettre en évidence une nouvelle émersion (Chapitre III). Cette nouvelle émersion, liée à une baisse du niveau marin eustatique au Campanien moyen

(77.3 Ma, Jarvis et al., 2002; Steuber et al., 2005), est distinguée aussi par le signal géochimique dans d'autres plate-formes d'Apulie (*Island of Brač* en Croatie, Steuber et al., 2005) ;

3. La série carbonatée de la plate-forme de Kruja est caractérisée par un ensemble de vingt-six faciès et des environnements correspondants qui s'étendent des zones littorales (plate-formes interne et externe) jusqu'au bassin. Ils sont mis en évidence pour la première fois à partir des coupes étudiées dans les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi (Chapitre I, F1 à F11), et dans le massif de Kulmaka (Chapitre III, F1 à F15). Dans les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi, où la série est plus complète (Chapitre I), les faciès distingués forment des séquences élémentaires, superposées en assemblages (rétrogradant, progradant et vertical). Ceci a permis de subdiviser la série en plusieurs séquences stratigraphiques (quatorze dans le massif de Kruje-Dajt et sept dans le massif de Makareshi) qui montrent toutefois des fluctuations des milieux à l'échelle locale et temporelle ;
4. L'influence de la diagenèse (dolomitisation et recristallisation) sur la série sédimentaire de la plate-forme de Kruja au Crétacé supérieur est relevée par l'analyse pétrographique (Chapitre I) et la caractérisation géochimique (Chapitre III) des carbonates dans les massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi. Des structures (micritique et sparitique) associées à des textures idiotopiques de la dolomite et l'alternance des niveaux dolomitiques avec les calcaires démontrent que la dolomitisation s'est faite en milieu supratidal (type sebkha). Les faibles valeurs de Sr, l'homogénéité des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$, la covariance entre les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ (Makareshi) et les anomalies dans la distribution des REE, suggèrent la recristallisation de la calcite due à la proximité d'aires continentales ;
5. L'étude du massif de Kulmaka (Chapitre III) a permis de proposer une division longitudinale en deux parties de la plate-forme de Kruja, une orientale et l'autre occidentale, et ce à partir du Maastrichtien supérieur.

La comparaison de cette plate-forme avec son analogue Gavrovo en Grèce (Fleury, 1980; Mavrikas, 1993 ; Landrein et al., 2001) a révélé des similitudes probantes permettant d'extrapoler ces divisions paléogéographiques locales à une échelle régionale, dans la marge passive d'Apulie au sein des Hellénides ;

6. Deux périodes sont reconnues dans l'évolution de la plate-forme de Kruja (Chapitre III) : (a) une période de stabilité, du Crétacé inférieur (Albien) jusqu'au Crétacé terminal (Santonien inférieur), caractérisée par une sédimentation de type plate-forme interne; (b) une période d'instabilité tectonique qui se poursuit du Santonien supérieur à l'Éocène moyen à supérieur, divisée en deux phases caractérisées par d'importantes lacunes et des brèches ;
7. La période d'instabilité tectonique faisant suite à l'activité des failles de décrochements syn-sédimentaires NNO-SSE entre la plate-forme de Kruja-Gavrovo et le Bassin Ionien adjacent est identifiée comme la conséquence de la collision entre les plaques d'Apulie et d'Europe durant l'intervalle Crétacé supérieur-Éocène (Ricou et al., 1986; Borgomano and Philip, 1987; Linzer et al., 1995; Wagreich, 1995; Neubauer et al., 1995 ; Borgomano, 2000 ; Golonka, 2004; Casabianca et al., 2002; Carminati and Doglioni, 2004). À partir du Santonien supérieur, durant la première phase d'instabilité, ces décrochements provoquent l'individualisation des blocs (horsts et grabens) dans la Partie occidentale de la plate-forme (massif de Kulmaka, Chapitre III), engendrant d'importantes érosions qui alimentent les brèches du talus du Bassin Ionien et causant des lacunes dans la Partie occidentale. Au Maastrichtien supérieur, la sédimentation se différencie dans les deux parties de la plate-forme : pélagique dans Partie occidentale et néritique dans la Partie orientale. Dans la deuxième phase, durant l'intervalle Paléocène-Éocène moyen à supérieur, les nouveaux accidents provoquent de nouvelles lacunes et des brèches polygéniques dans la Partie occidentale (massif de Kulmaka, Chapitre III), ainsi que la prolongation d'érosion continentale (lacunes) dans

la Partie orientale (massif de Makareshi, Chapitre I). La sédimentation différenciée dans les deux Parties, néritique dans la Partie orientale (massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi, Chapitre I) et pélagique dans la Partie occidentale (massif de Kulmaka, Chapitre III), se maintiendra jusqu'à l'arrivée du flysch de l'Oligocène ;

8. L'existence de certains secteurs à l'est de la Partie occidentale (coupes I, II et P dans le massif de Kulmaka, Chapitre III) montrant une série continue durant le Crétacé supérieur et une sédimentation néritique durant l'intervalle Maastrichtien-Éocène moyen à supérieur, similaires à celles de la Partie orientale (massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi, Chapitre I), permettent de proposer la présence d'une zone de transition (flexure continentale ?), sans doute étroite, entre les deux parties de la plate-forme de Kruja ;
9. L'analyse de la sédimentation Crétacé-Éocène dans les deux parties (orientale et occidentale) de la plate-forme carbonatée de Kruja en Albanie (Chapitres I à III), la catégorisation des autres affleurements de cette plate-forme en fonction de leurs similitudes avec les affleurements types étudiés dans deux parties (Chapitre IV) et la comparaison de cette même plate-forme avec son équivalente de Gavrovo en Grèce (Mavrikas, 1993), ont permis d'établir des corrélations des affleurements de l'ensemble Kruja-Gavrovo (Chapitre V). Cette plate-forme serait d'au moins longue d'environ 440 km et s'étendait du NE de l'Albanie jusqu'au SO de la Grèce (Fig. 2, Introduction). La Partie Orientale de la plate-forme de Kruja-Gavrovo comporte les massifs de Renci, de Kakarriqi, de Kruje-Dajt, de Makareshi, de Tervolli et le domaine oriental du massif de Gavrovo. Elle montre une sédimentation néritique, relativement continue, qui comporte toutefois des émersions (avec ou sans bauxites) et des lacunes associées. La Partie Occidentale inclut les massifs d'Ishmi, de Kulmaka, de Qeshibeshi et les domaines occidental et axial du massif de Gavrovo, situés à proximité de la limite entre l'entité de Kruja-Gavrovo et le Bassin Ionien. Elle est caractérisée par des érosions majeures des sédiments

dues à l'activité des failles de décrochement (brèches de talus et lacunes) et par une sédimentation différenciée, néritique et pélagique, à partir du Maastrichtien supérieur;

10. Cette recherche ouvre des perspectives vers de nouvelles études qui mériteraient d'être menées dans le futur sur la modélisation du remplissage sédimentaire dans la Partie orientale de la plate-forme de Kruja et l'analyse détaillée des déformations tectoniques développées dans sa Partie occidentale. Des approches pluridisciplinaires et complémentaires (profils sismiques, forages profonds, nouvelles coupes), menées dans la Partie occidentale rendraient possible l'identification des indices paléogéographiques favorables à la circulation et l'accumulation des hydrocarbures (failles de décrochement et brèches du Crétacé supérieur). La conduite de recherches similaires dans les plate-formes carbonatées de Sazani en Albanie et son équivalente Pré-apulienne en Grèce et la compilation des transects tectonostratigraphiques entre ces dernières et la plate-forme de Kruja-Gavrovo permettraient de mieux comprendre l'histoire tectono-sédimentaire de la marge passive d'Apulie aux Hellénides pendant l'intervalle Crétacé-Éocène.

RÉFÉRENCES

- AIGNER, T. (1985). - Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. Springer-Verlag Berlin Heilderberg, 174 p.
- AUBOUIN, J. et NDOJAJ, I. (1965). - Regard sur la géologie de l'Albanie et sa place dans la géologie des Dinarides. - *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 7, 593-625.
- BELLANCA, A., CLAPS, M., ERBA, E., MASSETI, D., NERI, R., PREMOLI-SILVA, I. and VENEZIA, F. (1996). - Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian-Cenomanian Cismon section (venetian region, northern Italy): sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geochemistry. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 126, 227-260.
- BOLLI, H.M. (1966). - Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. - *Boletin informativo of the Asociacion Venezolana de Geologia*, 9, 3-32.
- BORGOMANO J. and PHILIP J. (1987). - The rudist carbonate build-ups and the gravity carbonates of the Gargano-Apulian margin (Southern Italy, Upper Senonian). - *Mem. Soc. Geol It.*, 40, 125-132.
- BORGOMANO, J. (1987). - La plate-forme et le talus carbonatés du Crétacé supérieur du Gargano et des Murges (Italie méridionale). Stratigraphie – Sédimentologie – Diagenèse - Fonctionnement tectono-sédimentaire. Thèse Univ. Provence, France.

BORGOMANO, J. (2000). - The Upper Cretaceous carbonates of the Gargano-Murge region, southern Italy: A model of platform-to-basin transition. - *AAPG Bulletin*, 84, 1561-1588.

BOUNOCUNTO, F.P., SPROVIERI, M., BELLANCA, A., D'ARGENIO, B., FERRERI, V., NERI, R. and FERRUZZA, G. (2002). - Cyclostratigraphy and high-frequency carbon isotope fluctuations in Upper Cretaceous shallow-water carbonates, Southen Italy. - *Sedimentology* 49, 1321-1337.

CARANNANTE, G., RUBERTI, D. and SIRNA, M. (2000). - Upper Cretaceous ramp limestones from Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro- and macrofossil associations and their significance in depositional sequences. - *Sedimentary Geology*, 132, 89-123.

CARMINATI, E. and DOGLIONI, C. (2004). - Mediterranean tectonics. Europe /Mediterranean tectonics and neotectonics. Article number: GEOL: 00135. Elsevier, 1-12.

CASABIANCA, D., BOSENCE, D. and BECKETT, D. (2002). - Reservoir potential of Cretaceous platform-margin breccias, Central Italian Apennines. - *Journal of Petroleum Geology*, 25, 179-202.

CROSS, T.A. (1988). - Controls on coal ditribution in transgressive-regressive cycles, Upper cetaceous, Western Interior, USA. In : HASTING, B. and KENDALL, C. : Sea Level change an integrated approach, Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 371-380.

DALIPI, H., KONDO, A., PEJO, I., IKONOMI, J. et MECAJ, B. (1977). - Stratigraphie des dépôts mésozoïques de l'Albanie méridionale et occidentale (les Albanides externes). - *Permbledhje Studimesh*, 2, 5-21.

DANILLOV, B.I. et SOBOLJEV, V.S. (1957). - Geologicheskoe stroenie i perspektivi neftenosnosti Krujskogo rajona (Rapport interne). Fonds du Centre des Recherches d'Hydrocarbures à Fieri (Albanie).

DERCOURT, J., ZONENSHAN, L. P. RICOU, L. M., KAZMIN, V.P., LE PICHON, X., KNIPPER, A., GRANDJACQUET, C., SOROCKTIN, O., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., SBORSHCHIKOV, I.V., BOULIN, J., BIJU-DUVAL, B., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, V., WESTPHAL, M. et LAUER, J.P. (1985). - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 5, 637-652.

DEWEY, J.F., PITMAN, W.C., RYAN, W.B.F. and BONIN, J. (1973). - Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. - *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3137-3180.

DIAMANTI, F. (1967). - Schistes bitumineux de la structure du Makareshi et les caractéristiques de leur matière organique. - *Permbledhje Studimesh*, 6, 22-27.

DURAJ, A. (1969). - La composition chimique et les types de gisements du bauxite en Albanie. - *Permbledhje Studimesh*, 11, 37-44.

DURINGER, P. (1984). - Tempêtes et tsunamis: dépôts de vague de haute énergie intermittente dans le Muschelkalk supérieur (Trias germanique) de l'Est de la France. - *Bulletin de la Société Géologique de la France*, (7), t. XXVI, 6, 1177-1185.

FLEURY, J.-J. (1970). - Le Sénonien et l'Éocène à microorganismes benthoniques du Klokova (Zone du Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). - *Revue de Micropaléontologie*, 10, 1, 30-44.

FLEURY, J.-J. (1980). - Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Évolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin (Thèse). - *Société géologique du Nord. Publication N° 4*.

FREY, R.W., PEMBERTON, S.G. (1985). - Biogenic structures in outcrops and cores. Approaches to ichnology. - *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. 1, 72-115.

GJATA, T., SKELA, V., YLLI, L., KICI, V., NIKA, E. (1968). - Sur l'absence du Paléocène, de l'Yprésien et partiellement du Lutétien ainsi que de l'existence du Priabonien carbonaté dans la zone de Kruja. - *Bul. U.Sh.T., ser. shk. nat.*, 2, 39-46.

GODROLI, M. (1992). - Tectonique des ophiolites dans les Albanides internes: modalités d'ouverture et de fermeture d'un bassin océanique étroit (exemples de la zone de Mirdita), (Thèse). Université de Paris XI, Orsay, France.

GOLONKA, J. (2004). - Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. - *Tectonophysics*, 381, 235-273.

GRAHAM WALL, B.R., GIRBACEA, R., MESONJESI, A. and AYDIN, A. (2006). - Evolution of fracture and fault-controlled fluid pathways in carbonates of the Albanides fold-thrust belt. - *AAPG Bulletin*, 90, 1227-1249.

GROMET, L.P., DYMEK, R.F., HASKIN, L.A. and KOROTEV, R.L. (1984). - The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.

GUŠIĆ, I. and JELASKA, V. (1990). - Upper Cretaceous stratigraphy the Island of Brač within the geodynamic evolution of the Adriatic carbonate platform. Djela Jugoslavenske Akademije Znanosti i Umjetnosti, Razred prirodnih znanosti, Zagreb, Knj. 69, 60 p.

HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL. P.R. (1988). - Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change. In: Sea-Level Changes: An Integrated Approach. WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G.St.C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A., and WAGONER VAN J.C. (eds), SEPM Special Publication, 42, 71-108.

HEBA, G. (1997). - Faciès, diagenèse et cycles sédimentaires des carbonates de la plate-forme de Kruja (Albanie) au Crétacé terminal. DEA. Université de Lille1, (France). 50 p.

HEBA, G. et PRICHONNET, G. (2006). - L'intervalle Crétacé terminal-Éocène de la marge passive d'Apulie en Albanie (Massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi, Zone de Kruja): Faciès, organismes et cycles sédimentaires d'une plate-forme carbonatée. - *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 177, 5, 249-266.

HOTTINGER, L. (1960). - Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Éocène. - *Mémoires Suisses de Paléontologie*, 75-76, 1-243.

INGERSOLL, R.V. (1988). - Tectonics of sedimentary basins. - *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1704-1719.

I.S.P.GJ. et I.GJ.N. (1983). - La Géologie de l'Albanie. Monographie explicative de la Carte Géologique de l'Albanie au 200000e. Éditions Naim Frasheri, Tirana, 306 p.

JAMES, N.P. and CHOQUETTE, P.W. (1990). - Limestones-the meteoric diagenetic environment. In: MCIREATH, I.A. and MORROW, W. (Eds.), *Diagenesis*. Geosci. Can, reprint series, 4, 35-73.

JARVIS, I., MURPHY, A.M. and GALE, A.S. (2001). - Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates: criteria for identifying systems tracts and sea level change. - *Journal of the Geological Society*, London, 158, 685-696.

JARVIS, I., MABROUK, A., TJ MOODY, R. and DE CABRERA, S. (2002). - Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 188, Issues 3-4, 215-248.

JENKYNS, H.C. (1995). - Carbon-isotope stratigraphy and paleoceanographic significance of the lower Cretaceous shallow-water carbonates of Resolution Guyot, Mid-Pacific mountains. - *Proc. ODP Sci. Results*, 143, 99-104.

JOACHIMSKI, M.M. (1994). - Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. - *Sedimentology*, 41, 805-824.

KIDWELL, S.M., FURSICH, F.T. and AIGNER, T. (1986). - Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. - *PALAIOS*, 1, 228-238.

KOBER, L. (1929). - Die Grossgliederung der Dinariden. - *Zentralbl. Mineral.*, B, 425-437.

KONDO A., MECAJ B., DALIPI H. and PEJO I. (1971). - Sur une unité tectonique (facialo-structurale) entre la zone Ionienne et la zone de Kruja. - *Permbledhje Studimesh*, 4, 78-89.

KOROVESHI, T., SADUSHI, P. et MEÇAJ, B. (1999). - Étude stratigraphique et données paléobathymétriques des dépôts carbonatés Crétacé-Paléogène de la zone de Kruja et du massif de Tomorri (Rapport interne). Fonds du Centre des Recherches d'Hydrocarbures à Fieri (Albanie).

KUMP, L.R. and ARTHUR, M.A. (1999). - Interpreting carbon isotope excursions: carbonate and organic matter. - *Chemical Geology*, 161, 181-198.

LANDREIN, P., LOREAU J-P. et FLEURY, J-J. (2001). - Émersion généralisée intra-maastrichtienne de la plate-forme de Gavrovo-Tripolitza (Grèce) ; effets sur les populations de foraminifères Rhytidionininae. - *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 172, 1, 85-98.

LINZER, H-G., RATSCHBACHER L. and FRISCH W. (1995). - Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. - *Tectonophysics*, 242, 41-61.

MARSHALL, J.D. (1992). - Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. - *Geological Magazine*, 129, 143-160.

MASSE, J-P., EL-ALBANI, A. and ERLENKEUSER, H. (1999). - Stratigraphie isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) de l'Aptien inférieur de Provence (SE France): Application aux corrélations plate-forme/bassin. - *Eclogae Geologicae Helveticae*, 92, 259-263.

MAVRIKAS, G. (1993). - Évolution Crétacé-Éocène d'une plate-forme carbonatée des Hellenides externes. La plate-forme des Ori-Valtou ("Massif du Gavrovo"), zone de Gavrovo-Tripolitza, Grèce continentale (Thèse). - *Société géologique du Nord. Publication N° 20.*

MEÇO, S. (1988). - Conodonts and stratigraphy of the deposits of the Korabi Zone. *Sci. Rep. (Thesis) Tirana, Albania.*

MEÇO, S. et ALIAJ, S. (2000). - *Gelogy of Albania.* Gebrüder Borntraeger. Berlin-Stuttgart, 246 p.

MEHMETI, B (1980). - La géologie et les perspectives pétrolifères et gazières dans la région Dajt-Kruje (Rapport interne). Fonds du Centre des Recherches d'Hydrocarbures à Fieri (Albanie).

NAKUCI, V, JANO, K., CANAJ, B., BALA, M. et MARKU, S. (2001). - Étude complexe géologique-géophysique dans la région Tirane-Patok pour la recherche des hydrocarbures (Rapport interne). Fonds du Centre des Recherches d'Hydrocarbures à Fieri (Albanie).

NELSON, R.A., MOLDOVANYI, E.P., MATCEK, C.C., AZPIRITXAGA, I. and BUENO, E. (2000). - Production characteristics of the fractured reservoirs of the La Paz field, Maracaibo Bassin, Venezuela. - *AAPG Bulletin*, 84, 1791-1809.

NEUBAUER, F., EBNER, F. and WALLBRECHER, E. (1995). - Geological evolution of the internal Alps, Carpatjians and of the Pannonian bassin: an introduction. - *Tectonophysics*, 242, 1-4.

OGS GEOLABS (2003). - Providing analytical and research services. In : Geochemistry, Mineralogy, Reference Material and Method Development (Brochure). Ministry of Northern Development and Mines in Sudbury, Ontario. Issue 4, 28 pp.

PAPA, A. (1970). - Conceptions nouvelles sur la structure des Albanides. Présentation de la carte tectonique de l'Albanie au 500000e. - *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 7, t. XII, 1096-1109.

PEREZ-INFANTE, J., FARRIMOND, P. and FURRER, M. (1996). - Global and local controls influencing the deposition of the La Luna Formation (Cenomanian-Campanian), western Venezuela. - *Chemical Geology*, 130, 271-288.

PEZA, L. (1968). - Quelques données sur la stratigraphie du massif de Tervolli (Gramsh). - *Permblehdje Studimesh*, 3, 32-39.

PEZA, L., BEGAJ, SH., PINE, V. et SHEHU, D. (1972). - Données sur la nature bauxitique d'un massif méridional de la zone de Kruja. - *Permblehdje Studimesh*, 1, 37-47.

PEZA, L. (1973). - Mise à jour d'un autre niveau stratigraphique dans la zone de Kruja (la coupe continue de "Shkalla e Vajes"). - *Permblehdje Studimesh*, 4, 51-63.

PEZA, L. (1975). - Quelques données sur la structure géologique du massif de Makareshi. - *Permblehdje Studimesh*, 5, 33-44.

PEZA, L. (1977). - Une détermination plus approfondie de la stratigraphie du Sénonien supérieur dans la coupe continue de "Droja" et de "Shkalla e Vajes". - *Permblehdje Studimesh*, 3, 29-55.

PEZA, L. (1982). - La formation de "Shkembi i Vajes" et ses caractéristiques. - *Permbledhje Studimesh*, 1, 67-86.

PICHA, F-J. (2002). - Late orogenic strike-slip faulting and escape tectonics in frontal Dinarides-Hellenides, Croatia, Yugoslavia, Albania, and Greece. - *AAPG Bulletin*, 86, 1659-1671.

PROUST, J-N. (1994). - Notions élémentaires de stratigraphie séquentielle illustrées par un exemple. - *Annales de la Société Géologique du Nord*, 3, 5-25.

PURSER, B.H. (1975).- Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne (Thèse). Orsay.

PURSER, B.H. (1980). - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 1 et 2. Éditions Technip, Paris, et I.F.P., Rueil Malmaison.

QIRJAKU-KALESHI, D. (2000). - Analyse structurale de la Sigmoïde Albanaise par imagerie satellitaire et Modèle Numérique de Terrain (Thèse). Université de Paris VI, Paris, France.

RAMSAY, J.G. and HUBER, M.I. (1987). - The techniques of modern structural geology, V. 2 : Folds and fractures. - New York, Academic Press.

RICOU, L.E., DERCOURT, J., GEYSSANT, J., GRANDJACQUET, C., LEPVRIER, C. and BIJU-DUVAL, B. (1986). - Geological constraints on the alpine evolution of the Mediterranean Tethys. - *Tectonophysics*, 123, 83-122.

ROBERTSON, A.H.F. and DIXON, J.E. (1984). – Introduction : aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In : DIXON, J.E. and

ROBERTSON A.H.F. (Eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean.
- *Geological Society Special Publication*, London, 17, 1-74.

ROBERTSON, A. and SHALLO, M. (2000). - Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. - *Tectonophysics*, 316, 197-254.

RUBERTI, D. (1997). - Facies analysis of an Upper Cretaceous high-energy rudist-dominated carbonate ramp (Matese Mountains, central-southern Italy): subtidal and peritidal cycles. - *Sedimentary Geology*, 113, 81-110.

SANDULLI, R. and RASPINI, A. (2004). - Regional to global correlation of lower Cretaceous (Hauterivian-Barremian) shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy) and Dinarides (Montenegro), southern Tethyan Margin. - *Sedimentary Geology*, 165, 117-153.

SCHLANGER, S.O. and JENKYN, H.C. (1976). - Cretaceous anoxic events: causes and consequences. - *Geologie Mijnb.*, 55, 179-184.

SHEU, D.D. (1990). - ^{13}C and ^{18}O compositions of carbonates from a cyclic carbonate-evaporite rock sequence: Evidences for meteoric water input. - *Chemical Geology*, 81, 157-162.

SHINN, E. A. (1968). - Practical significance of birdeyes structures in carbonate rocks. - *Journal of sedimentary Petrology*, 38, n° 1, 215-223.

SHTETO, TH., NURÇE, L. and ILJAZI, F. (1982). - Étude géologique de la région Potom-Kulmake (Rapport interne). Fonds du Centre des Recherches d'Hydrocarbures à Fieri (Albanie).

SIBLEY, D.F. and GREGG, J.M. (1987). - Classification of dolomite rock textures. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 6, 967-975.

SMITH, A.G. (1971). - Alpine deformation and the oceanic areas of Tethys, Mediterranean and Atlantic. - *Geological Society of America Bulletin*, 82, 2039-2070.

STEUBER, T. (2002). - Plate tectonic control on the evolution of Cretaceous platform-carbonate production. - *Geology*, v. 30, 3, 259-262.

STEUBER, T. and VEIZER, J. (2002). - Phanerozoic record of plate tectonic control of seawater chemistry and carbonate sedimentation. - *Geology*, v. 30, 12, 1123-1126.

STEUBER, T., KORBAR, T., JELASKA, V. and GUŠIĆ, I. (2005). - Strontium-isotope stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates of the island of Brač (Adriatic Sea, Croatia): implications for global correlation of platform evolution and biostratigraphy. - *Cretaceous Research*, v. 26, Issue 5, 741-756.

SYLVESTER, A.G. (1988). - Strike-slip faults. - *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1666-1703.

TARI, V. (2002). - Evolution of the northern and western Dinarides: a tectonostratigraphic approach. - *European Geosciences Union (EGU) Series*, 1, 223-236.

VINCENT, B., EMMANUEL, L., LOREAU, J-P. and THIERRY, J. (1997). - Caractérisation et interprétation de cycles géochimiques sur la plate-forme

Bourguignonne (France) au Bajocien-Bathonien. - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. Paris, 325, 783-789.

VINCENT, B., EMMANUEL, L. and LOREAU, J-P. (2004). - Signification du signal isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) des carbonates nérithiques du Jurassique supérieur : implications chimostratigraphiques (Oxfordien/Kimmeridgien de l'Est du Bassin de Paris, France). - *Comptes Rendus Geosciences* 336, 29-39.

VINCENT, B., RAMBEAU, C., EMMANUEL, L. and LOREAU, J-P (2006). - Sedimentology and trace element geochemistry of shallow-marine carbonates: an approach to paleoenvironmental analysis along the Pagny-sur-Meuse Section (Upper Jurassic, France). - *Facies*, 52, 69-84.

WAGREICH, M. (1995). - Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). - *Tectonophysics*, 242, 63-78.

WALKER, R.G. and JAMES, N.P. (2000). - Facies Models. Response to sea level change. Geological Association of Canada. Love Printing Service Ltd., Stittsville, Ontario, 409 p.

WEISSERT, H., LINI, A., FÖLLMI, K.B. and KUHN, O. (1998). - Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events : A possible link ?. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137, 189-203.

WIGGINS, W.D. (1986). - Geochemical signatures in carbonate matrix and their relation to deposition and diagenesis, Pennsylvanian Marble Falls limestone, central Texas. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 771-783.

WRIGHT, V.P. (1992). - A revised classification of limestones: *Sedimentary Geology*, 76, 177-185.

YZEIRAJ, D., FEJZULLAHU, F., NEZAJ, SH., DURO, P., SADUSHI, P., NISHANI, P. and PRIFTI, I. (2002). - Étude géologique de la partie méridionale de la zone de Kruja (Rapport interne). Fonds du Centre des Recherches d'Hydrocarbures à Fieri (Albanie).