

N° d'ordre : 159

50 376

1967

42

1

50.376

1967

42 - 1

THÈSES

présentées à la Faculté des Sciences de Lille

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Jacques PAQUET

Maître-assistant à la Faculté des Sciences de l'Université de Lille

PREMIERE THESE :

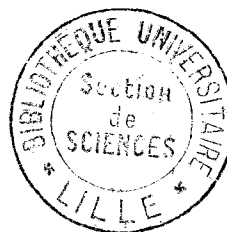
ETUDE GÉOLOGIQUE DE L'OUEST DE LA PROVINCE DE MURCIE (ESPAGNE)

SECONDE THESE :

Propositions données par la Faculté

Soutenues publiquement le 4 Novembre 1967 devant la Commission d'Examen

JURY



Messieurs les Professeurs :

Gérard WATERLOT, *Président.*

Antoine BONTE

Charles DELATTRE

Paul CELET

Michel DURAND DELGA, *Rapporteur.*

José-Maria FONTBOTE, *Invité.*

Tome I

FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE LILLE

Doyens honoraires : MM. LEFEBVRE, PARREAU.

Professeurs honoraires : MM. ARNOULT, BEGHIN, CAU, CHAPELLON, CHAUDRON,
CORDONNIER, DEHEUVELS, DEHORNE, FLEURY,
GERMAIN, KAMPE DE FERIET, KOURGANOFF, LAMOTTE,
Mme LELONG, MM. LELONG, MAZET, MICHEL, NORMANT,
PARISELLE, PASCAL, PAUTHENIER, ROIG, ROSEAU,
ROUBINE, WIEMANN, ZAMANSKY.

Doyen : M. TILLIEU, Professeur de Physique théorique.

Assesseurs : MM. DURCHON, Professeur de Zoologie;
HEUBEL, Professeur de Chimie minérale.

Professeurs : MM. BACCHUS, Astronomie, Calcul numérique;
BECART, Physique;
BERKER, Professeur Associé, Mécanique des fluides;
BLOCH, Psychophysiologie;
BONNEMAN BEMIA, Chimie et Physico-Chimie industr.;
BONTE, Géologie appliquée;
BOUGHON, Mathématiques;
BOUISSET, Physiologie animale;
BOURIQUET, Botanique;
CELET, Géologie générale;
CORSIN, Paléobotanique;
DECUYPER, Mathématiques;
DEDEKER, Professeur Associé, Mathématiques;
DEFRETIN, Biologie marine;
DEHORS, Physique industrielle;
DELATTRE, Géologie générale;
DELEAU, Géologie et Minéralogie;
DELHAYE, Chimie minérale;
DESCOMBES, Calcul différentiel et intégral;
FOURET, Physique;
GABILLARD, Radioélectricité et Electronique;
GLACET, Chimie organique;
GONTIER, Mécanique des fluides;
HEIM DE BALSAC, Zoologie;

M HOCQUETTE, Botanique générale et appliquée;
MM. LEBEGUE, Botanique;
Mme LEBEGUE, Physique;
M. LEBRUN, Radioélectricité et Electronique;
Mlle LENOBLE, Physique;
MM. LIEBART, Radioélectricité;
LINDER, Botanique;
LUCQUIN, Chimie minérale;
MARION, Chimie;
Mlle MARQUET, Mathématiques;
MM. MARTINOT-LAGARDE, Mécanique des fluides;

MM. MENESSIER, Géologie;
 MONTARIEL, Chimie minérale appliquée;
 MONTREUIL, Chimie biologique;
 MORIAEZ, Physique;
 PARREAU, Mathématiques;
 PEREZ, Physique expérimentale;
 PHAM MAU QUAN, Mécanique rationnelle et expérimentale;
 POUZET, Calcul numérique;
 PROUVOST, Géologie et Minéralogie;
 SAVARD, Chimie générale;
 SCHALLER, Zoologie;
 SCHILTZ, Physique;
 Mme SCHWARTZ, Analyse supérieure;
 MM. TRIDOT, Chimie minérale appliquée;
 VIVIER, Biologie animale;
 WATERLOT, Géologie et Minéralogie;
 WERTHEIMER, Physique.

Maîtres de conférences : MM. ATTEIA, Mathématiques;
 BEAUFILS, Chimie générale;
 BELLET, Physique;
 BLANCHART, Chimie organique;
 BOILLET, Physique;
 BUI TRONG LIEU, Mathématiques;
 CHASTRETTE, Chimie générale;
 CHERRUAULT, Mathématiques;
 COMBET, Mathématiques;
 CONSTANT, Radioélectricité et Electronique;
 DERCOURT, Géologie et Minéralogie;
 DEVRAINNE, Chimie minérale;
 Mme DRAN, Chimie appliquée;
 MM. GOUDMAND, Chimie Physique;
 GUILLAUME, Botanique;
 HENRY, Physique;
 HERZ, Calcul numérique;
 HUARD DE LA MARRE, Calcul numérique;
 JOLY, Zoologie;
 LACOSTE, Botanique;
 LAMBERT, Physique;
 MAES, Physique;
 METTETAL, Zoologie;
 MOUVIER, Chimie;
 NGUYEN PHONG CHAU, Mathématiques;
 PANET, Electromécanique;
 PARSY, Mathématiques;
 RAUZI, Mathématiques;
 SAADA, Physique;
 SEGARD, Chimie biologique;
 TUDO, Chimie minérale appliquée;
 VAILLANT, Mathématiques;
 VAZART, Botanique;
 VIDAL, Physique industrielle.

Secrétaire général, Attaché principal : M. LEGROS.

A ma femme

A mes parents

Pour qui réfléchit, le comble du
bonheur est d'avoir compris ce qui
est compréhensible et de respecter
ce qui ne l'est pas.

GOETHE

AVANT · PROPOS

AVANT - P R O P O S

La partie occidentale de la Province de Murcie a toujours représenté pour P.Fallot une région-clé des Cordillères bétiques; sur une surface relativement restreinte de 1.500km^2 , en effet, on rencontre le maximum d'unités tectoniques charriées, entre l'autochtone prébétique au N et les nappes alpujarrides au S.

En 1960, P.Fallot approuva mon installation sur la transversale de la Sierra de Espuña et dès cette époque, Monsieur le Professeur M.Durand Delga assumait la direction de mes recherches.

Malgré son découpage théorique en feuilles au 1/50.000e, ce travail reste une monographie régionale dans laquelle il m'a été donné d'aborder plusieurs problèmes cruciaux des Cordillères bétiques. Ce sont successivement la liaison des domaines prébétique et subbétique, la composition des unités charriées dites subbétiques, la liaison des Internides et des Externides et la composition de la marge externe des zones internes.

On pourra s'étonner du grand détail de la partie stratigraphique qui donne à ce mémoire la plus grande partie de son volume.: Le nombre élevé (14) de séries stratigraphiques différentes, débutant au Trias et se terminant au Miocène, en est la cause.

L'idée directrice de l'étude stratigraphique et tectonique n'a jamais été de tenter une quelconque généralisation. J'ai pu me rendre compte en effet, lors de visites de régions voisines et plus lointaines, du danger de l'extrapolation! L'objet premier de mon attention, donc, a été toujours

de fournir un inventaire stratigraphique le plus détaillé possible et une vision tectonique la plus précise et la moins engagée possible.

Certains résultats localement très importants dépasseront peut-être le cadre régional de cette étude et pourront s'étendre au delà, s'intégrant ainsi aux mille et un visages des Cordillères bétiques. L'avenir le dira!

L'époque n'est plus où l'on travaillait en solitaire dans une région d'Espagne au climat difficile! Certes le climat reste très chaud! Mais le nombre actuel des géologues bétiques a banni l'isolement intellectuel et apporte un réconfort journalier.

L'aide financière que m'a accordée, durant plus de sept ans, le Centre National de la Recherche Scientifique, m'a permis de mener à bien plus de 20 mois de missions sur le terrain.

Que Monsieur le Directeur du Centre National de la Recherche Scientifique trouve ici l'expression de ma gratitude.

Monsieur M. Durand Delga m'a admis dans son équipe au mois de mai 1960, en accord avec Monsieur le Professeur G. Waterlot et sur l'intervention de Monsieur J. Polvéche. A cette époque, j'abordais la Géologie méditerranéenne en n'ayant connu d'elle qu'un aperçu lointain de sa chaleur! J'avais, en effet, au préalable, effectué de courtes études en pays cévenol. Le chemin que m'a fait parcourir M. M. Durand Delga est long! M. M. Durand Delga m'a appris à aimer la Géologie et tous les efforts physiques et intellectuels qu'elle impose à qui veut s'y consacrer totalement. Il s'est révélé à moi comme un Maître intransigeant sur la rigueur et la finesse de l'observation stratigraphique, sur le labeur obstiné qu'impose un levé tectonique et sur la prudence que nécessite toute conclusion tectonique.

Qu'il me soit permis de manifester à Monsieur M. Durand Delga ma profonde reconnaissance et tout mon attachement.

Malgré un travail qui nécessitait de fréquents et longs déplacements en Espagne, j'ai toujours bénéficié de l'appui sans réserves de Messieurs les Professeurs de l'Institut de Géologie de la Faculté des Sciences de Lille. Toutes les difficultés tant matérielles qu'humaines ont toujours été aplanies.

par leur affectueuse compréhension.

Que Monsieur Le Professeur Gérard Waterlot soit assuré de toute ma reconnaissance pour m'avoir guidé vers cette Équipe du Professeur P.Fallot et pour m'avoir toujours aidé dans la réalisation de mon travail.

Monsieur le Professeur A.Bonte m'a toujours accueilli dans son Laboratoire avec bienveillance et m'a fait profité de toute son expérience en m'inculquant son souci de précision stratigraphique indispensable à tout géologue. Je le remercie très sincèrement.

En toute circonstance, Monsieur le Professeur Ch.Delattre m'a aidé avec la plus grande compréhension. Qu'il trouve ici le témoignage de ma reconnaissance.

Monsieur le Professeur P.Celet m'a toujours incité à garder la rigueur de pensée et la prudence nécessaires à celui qui aborde l'étude des chaînes alpines, en me faisant profiter sans cesse, lors de discussions, de son expérience méditerranéenne. Je lui adresse ici toute ma reconnaissance.

Il m'est agréable maintenant de manifester mon attachement à la terre espagnole.

Qu'il me soit permis de remercier sincèrement Monsieur le Professeur J.M.Fontbote, de l'Université de Grenade, de l'amical soutien qu'il a toujours manifesté envers les disciples de P.Fallot.

L'accueil chaleureux de toute une population est difficile à exprimer en quelques lignes car des milliers de souvenirs me sont maintenant très chers. Je tiens à exprimer ma gratitude aux familles Eduardo Caparros, Antonio Caparros et Jose Solbes pour l'affection désintéressée qu'elles m'ont manifestée. J'ai trouvé une amitié sincère dans de nombreuses familles celles de Gines Garcia, Canovas Canovas, Tomas Rubio, Arturo Valenzuela, Lopez Guerrero et Pedro Ruiz. Que chacun des amis que j'ai là-bas et que je ne puis énumérer tant la liste serait longue, trouve ici la preuve de mon attachement.

Je tiens à remercier tous les membres de l'Équipe espagnole, patronnée par P.Fallot puis coordonnée par M.H.Durand Delga de l'amitié qu'ils m'ont toujours manifestée soit lors de tournées communes sur le terrain soit lors de nos nombreuses rencontres parisiennes.

En particulier, que J. Azéma, P. Bourrouilh, P. Chauve, J. Didon, F. Fernex, A. Foucault et Y. Peyre acceptent ici le témoignage de toute mon amitié.

Enfin, bien que très souvent éloigné de tous mes camarades parisiens, j'ai pu, au laboratoire de Lille, cultiver l'esprit méditerranéen avec mes amis P. Broquet et G. Duéc.

Les techniques modernes d'étude des matériaux sont actuellement indispensables à l'élaboration d'une stratigraphie précise, prélude de toute synthèse tectonique valable. L'apport de la Micropaléontologie dans ce travail est considérable, voire prédominant. C'est pourquoi, en toute honnêteté, une grande part des découvertes que j'ai pu réaliser trouve leur essence dans l'étude de la microfaune effectuée par de nombreux spécialistes.

Je voudrais rendre un respectueux hommage à Monsieur J. Magné, Chef du Laboratoire ESSO-REP, qui, pendant ces sept années, m'a conduit de découverte en découverte grâce à ses savantes déterminations. Son infatigable patience m'a permis de reconstituer de nombreuses séries stratigraphiques par des techniques modernes. Par exemple, toute la stratigraphie de l'Oligocène et du Miocène inférieur a été établie, après une longue étude des microfaunes, encore mal connues jusqu'alors. Que Monsieur J. Magné trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

De nombreux spécialistes m'ont apporté une aide efficace et désintéressée. Ce sont M. J. Sigal pour les microfaunes du Crétacé supérieur, M. le Professeur E. Perconig pour celles du Miocène supérieur, M. le Professeur J. Hottinger pour les Alvéolines et les Nummulites, M. J. Lorenz pour les Lépidocyclines, M. C. W. Drooger et H. R. J. Tjalsma pour les Miogypsines. Je leur adresse toute ma reconnaissance. Je ne saurais oublier le concours de M. le Professeur P. Rat, de M. A. Blondeau et de M. P. Andrieu.

Bien que la plupart des horizons nouveaux aient été définis par la microfaune, la macrofaune abondante du Jurassique et du Crétacé a permis de préciser l'échelle stratigraphique grâce à de nombreuses déterminations.

Monsieur le Chanoine G. Dubar m'a toujours accueilli chaleureusement dans son Laboratoire. Je lui dois toute ma reconnaissance pour l'étude des

formes du Lias et du Dogger. M.R.Enay a bien voulu examiner quelques Ammonites du Dogger et du Halm, je l'en remercie.

M.R.Busnardo, à qui j'adresse mes remerciements respectueux et amicaux, a déterminé avec la plus haute compétence toutes les Ammonites du Crétacé inférieur.

M.J.Sonnay, Sous-Directeur au Laboratoire de Paléontologie du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, m'a aidé considérablement en examinant les formes d'Ammonites déroulées du Crétacé supérieur.

Les lames minces admirables qu'a exécutées M.A.Constant ont facilité beaucoup l'étude des microfossiles à laquelle je me suis particulièrement attaché.

Je dois une grande part de la mise en oeuvre de ce mémoire à M.A.LebLANC. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Le propre de l'Avant-Propos est d'être toujours rédigé en dernier lieu! Que le lecteur soit donc averti de mes ultimes sentiments.

La Méditerranée occidentale fait un peu peur par l'étendue des problèmes qu'elle soulève! Mais nul ne peut échapper au rêve de P.FalLOT qui était de voir une synthèse couvrant toutes les chaînes de l'Occident Méditerranéen, synthèse ayant pour base l'observation détaillée et le levé tectonique précis de très nombreuses transversales aux visages apparemment différents.

Que ce travail donc, malgré ses faiblesses certaines, contribue à apporter sa pierre à l'édifice inébranlable de l'histoire des chaînes méditerranéennes.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

CHAPITRE I

INTRODUCTION ET GENERALITES

1. INTRODUCTION

- A. Position de la région étudiée
dans l'Est des Cordillères bétiques
- B. Hydrographie
- C. Orographie

2. GENERALITES

- A. Généralités sur la structure des
Cordillères bétiques
- B. Généralités sur la région étudiée

CHAPITRE I

INTRODUCTION ET GENERALITES

1. INTRODUCTION

A. Position de la région étudiée dans l'E des Cordillères bétiques

La zone que nous avons étudiée depuis 1960 couvre plus de 2 000 km². Elle occupe la partie occidentale de la Province de Murcie, au S et à l' W du Rio Segura. C'est une région typiquement levantine tant par l'aspect du terrain que par ses habitants, au caractère jovial et accueillant. Le paysage montre un contraste saisissant entre les plaines quaternaires qui, irriguées, constituent la richesse du midi de l'Espagne, et les Sierras désertiques qui les dominent.

Au N de la Province de Murcie, s'étend une vaste région monotone aux reliefs dolomitiques qui s'amortissent régulièrement pour passer au vaste plateau d'Albacete célèbre par ses horizons infinis.

Au S de la plaine de Murcie, le district minier de Mazarron et de Carthagène est une région célèbre depuis toujours pour sa richesse minérale.

Entre les montagnes au S de notre secteur d'étude et la Mer méditerranée, on découvre une plaine saisissante par son extension, puisqu'elle débute au S d'Alicante et se prolonge jusqu'à Lorca sur plus de 150 km. Ce grand bassin est sub-désertique (au S de la Sierra de Espuña) ou très riche. Ce contraste très prononcé est lié à l'absence ou à la présence de l'eau.

B. HYDROGRAPHIE

La région étudiée est soumise à un climat très rude et à des précipitations très faibles.

Précipitations annuelles : Totana 168,7 mm (1956)

Lorca 184 mm (1956)

Elle doit sa vitalité à l'important réseau hydrographique du fleuve qui la traverse : le Rio Segura. Celui-ci descend des Sierras de Segura (E des

Sierras de Cazorla) et pénètre dans le secteur étudié, au N de Calasparra. Il se dirige ensuite vers le S jusqu'à cette localité où il change brutalement de direction. Après avoir entaillé en un profond cañon la Sierra del Molino, il vient arroser Cieza à l'E. A partir de cette ville, et vers le S, sa vallée est encaissée jusqu'à Archena, ville thermale située à l'extrémité orientale de la Sierra de Ricote. Le fleuve coule alors dans la vallée de Molina de Segura jusqu'à Murcie grâce aux nombreux canaux d'irrigation qui transforment la plaine en oasis de verdure d'une grande richesse. Les légendaires "Jardins de Murcie" subissaient jadis les irrégularités d'un fleuve capricieux. Un vaste programme de régularisation du cours (Cuenca del Segura) entrepris dès le début du siècle, a mis toutes les parties basses de la région de Murcie à l'abri d'inondations catastrophiques.

De nombreux affluents du Rio Segura, d'inégale importance, irriguent le secteur étudié. Il faut citer le Rio Argos qui, de Caravaca à Calasparra, détermine dans le paysage un long ruban de verdure, le Rio Quipar, au cours peu abondant, qui, avant de se jeter dans le Segura, a été utilisé en retenue. Le barrage qui le limite, au S de la Sierra del Molino, fait partie des ouvrages de régularisation du Rio Segura. Le Rio de Mula qui coule d'J. en E, entre les Sierras de Burete et de Ceperos-Labia et le Rio de Pliego, situé entre les Sierras de Espuña et de Ponce, sont, par contre, des rivières dont le lit est la plupart du temps à sec.

A côté de ces vallées qui constituent la seule richesse agricole du pays, s'étendent de nombreuses Sierras arides, chaudes et dénudées.

C. OROGRAPHIE

1. Région au N de Calasparra

Au N de Calasparra, de longs chaînons dolomitiques, orientés est-ouest, (Sierra del Puerto-Cabezo del Asno, Collado de la Silla, Sierras

de los Falcones et del Algaidon), de structure anticlinale, sont séparés par de vastes synclinaux à fond plat comblés de marnes blanches tortonniennes. Le paysage uniforme, triste et désolé, s'oppose à celui de la zone subbétique dont la structure tectonique complexe entraîne la grande diversité morphologique.

2. La Sierra del Molino

Au S de ces chaînons, s'étend l'anticlinal faillé de la Sierra del Molino, au S de laquelle se développe le Subbétique. Il débute à l'W de Calasparra (Sierra de San Miguel) pour se terminer dans la région de Cieza, 35 km plus à l'E.

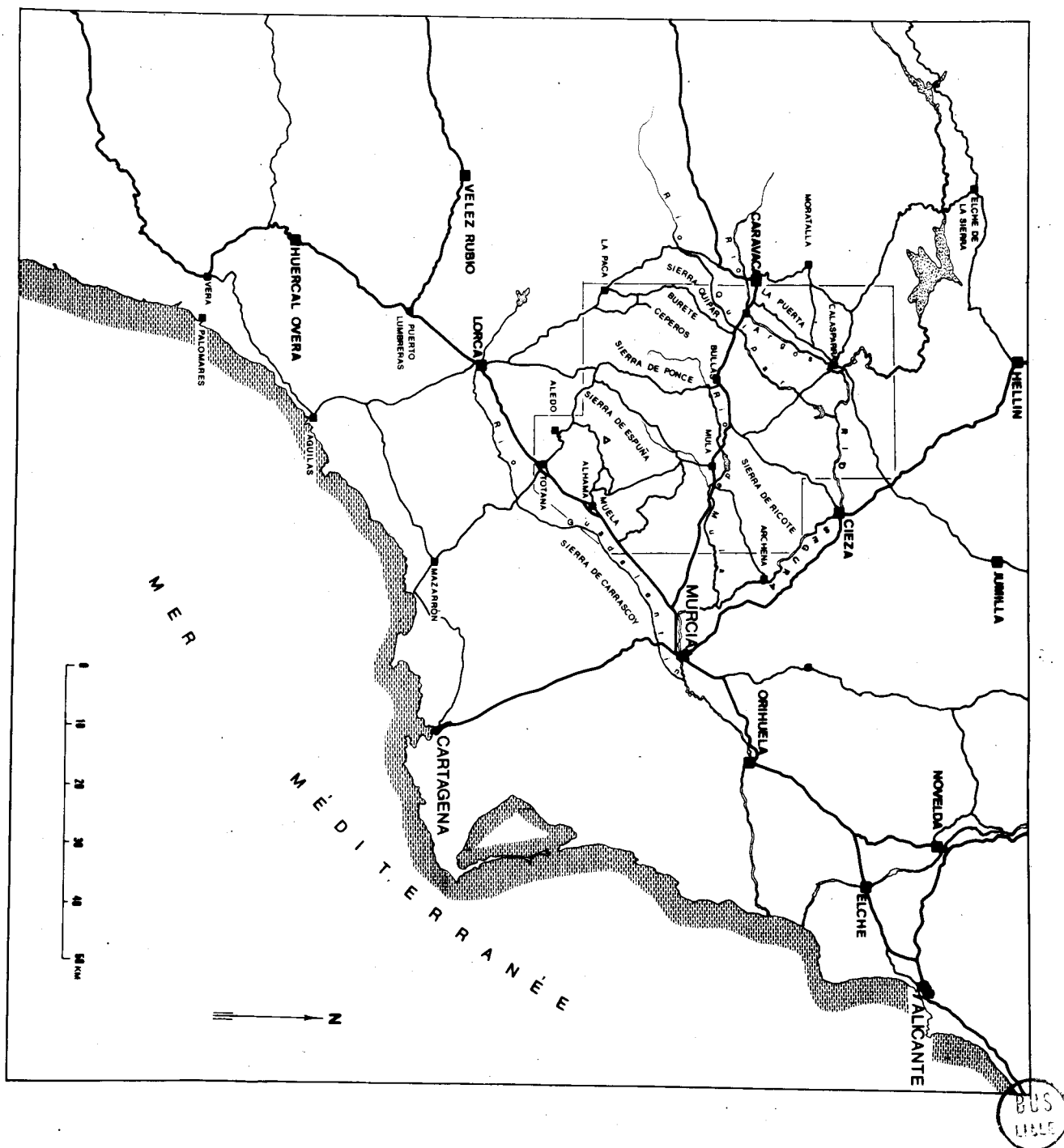
Au S de la Sierra del Molino, débute un vaste pays composite, désertique et d'accès difficile. Tout d'abord relativement plane sur une quinzaine de kilomètres, cette région devient beaucoup plus tourmentée, aride à l'extrême, étant essentiellement triasique : il s'agit de la "zone triasique de Cehegin". Ce pays, formé de grès rouges du Trias inférieur, de dolomies et de calcaires du Trias moyen et de marnes à gypse du Trias supérieur, est peu hospitalier : la nature du terrain écarte toute végétation, toute faune. C'est néanmoins dans ce pays de Cehegin que, jadis, est née une richesse éphémère liée à l'exploitation de gîtes de magnétite au voisinage de dolérites noires qui pointent dans le paysage.

3. La Sierra de la Puerta

A l'W de ce pays triasique, ce remarquable chaînon calcaire, orienté du S - W au N - E, est parallèle à la route Caravaca-Calasparra pendant plus de 10 km. Il domine la plaine de Moratalla, uniformément blanche, car essentiellement formée de marnes burdigaliennes.

Au S des régions que nous venons d'énumérer, débute le vaste domaine des unités subbétiques.

fig. 1 - Position du secteur étudié dans le S E de l'Espagne.



4. Reliefs situés au S de Cehegin

Au S de la Sierra de la Puerta, sur la rive droite du Rio Argos, se dresse la Sierra de la Peña Rubia, remarquable par sa teinte rouge due aux calcaires de faciès "ammonítico rosso" du Malm. La falaise nord de la Sierra mérite les regards du voyageur car elle est affectée d'intenses plissements, nettement visibles. Vers le S, cette Sierra est relayée par une vaste dépression synclinale, marneuse et également aride : la Loma de Solana.

Face au village de Cehegin, la Sierra de la Peña Rubia subit une importante inflexion et s'abaisse. Le Rio Quipar, qui coulait au coeur du synclinal de la Loma de Solana, profite de cet abaissement topographique pour passer entre la Sierra de la Peña Rubia et celle de Quipar qui la relaie vers le S.

La vallée triasique de Burete, relativement riante, pénètre très loin vers le S - W et constitue la voie d'accès la plus courte de la partie méridionale du Subbétique.

Les crêtes calcaires des Sierras de Quipar et de las Cabras forment le flanc occidental de la vallée de Burete qui se rétrécit fortement vers le S, en s'élevant, pour aboutir au Col de la Peñica del Viento qui s'ouvre sur la haute plaine de Coy.

5. Reliefs situés au S E de Cehegin

Sur la rive droite de la vallée de Burete, se dresse la falaise de la Sierra de Burete, continue sur plus de 10 km. Cette barrière est difficile à franchir car aucun chemin ne permet d'accéder aux crêtes.

La Sierra de Burete qui couvre plus de 100 km² est un magnifique massif forestier, en grande partie propriété du district de Mula. Le pin méditerranéen est l'objet depuis peu d'une exploitation. Certains axes forestiers viennent donc d'être percés et facilitent le travail du géologue dans une région jusqu'à présent difficile à pénétrer.

6. Reliefs situés entre la Sierra de Burete et celle de Espuña

Au S de la Sierra de Burete, s'étendent de vastes Sierras peu habitées et d'accès malaisé. Les reliefs dolomitiques alternent avec des dépressions marneuses déshéritées. Ce sont successivement les Sierras de Ceperos, de la Labia et de Ponce. Cette dernière est remarquable car elle forme un chaînon continu de plus de 30 km de long, du N au S. Elle domine de plus de 800 m à l'E, la dépression du Rio de Pliego et fait face aux puissants reliefs de la Sierra de Espuña au S E. La Sierra de Ponce est longée, à l'E-SE par une route, assez récente, qui part de Bullas au N et qui se dirige vers le S jusqu'à Lorca.

7. La Sierra de Espuña

Au S de notre secteur d'étude, s'étend une imposante sierra de plus de 200 km² de superficie. Au N, elle domine de plusieurs centaines de mètres la dépression du Rio de Pliego. La Sierra se divise en deux zones :

a. une zone méridionale, qui est un domaine forestier d'Etat, boisée de pins méditerranéens. L'accès est aisé, car de nombreuses routes et sentes forestières la sillonnent ;

b. une zone septentrionale, très accidentée et dénudée, d'accès difficile. Au N, au sein de la montagne, on observe deux vallées parallèles au Rio de Pliego : celles de Malvariche et de Prat Mayor.

8. La dépression de Mula

A l'E de la Sierra de Ponce et au NE de celle de Espuña, s'étend un vaste bassin récent qui se prolonge jusque dans la région de Murcie. Il s'agit d'une dépression marneuse, sub-désertique, où l'érosion est intense. Au coeur des marnes uniformément blanches, on note quelques "rios" dont le lit est occupé par une végétation fort dense.

9. La Sierra de Ricote

Dans la partie orientale de notre région d'étude, entre Mula et le Rio de Segura, se développe la Sierra de Ricote. C'est un remarquable massif boisé. Il s'agit là d'un deuxième ensemble forestier. Les reliefs sont prononcés mais l'accès en est aisé grâce à un réseau d'exploitation assez dense.

DOCUMENTS TOPOGRAPHIQUES

La base topographique de ce travail consiste dans la couverture de photographies aériennes que nous avons pu obtenir grâce à la bienveillance de la "Comision Nacional de Geologia". L'échelle approximative en est de 1/36.000e. Le fond topographique de base est la carte en courbes de niveaux au 1/50.000e de l'Instituto geografico nacional. Ce sont les feuilles de Calasparra, Cehegin, Coy, Mula et Alhama de Murcia-Totana et Lorca (pro parte) couvrant une superficie de plus de 2 000 km².

Le fond topographique au 1/100.000e, utilisé pour la carte géologique d'ensemble, jointe à ce mémoire, a été obtenu par réduction des données au 1/50.000e et par assemblage des feuilles précédemment citées.

De nombreuses références topographiques ont été prises sur le fond au 1/50.000e auquel il est aisé de se référer.

2. GENERALITES

A. Généralités sur les divisions structurales des Cordillères bétiques

Les cordillères bétiques sont situées dans le midi de l'Espagne entre le socle de la Meséta et la Méditerranée (fig. 2). Cette chaîne se prolonge à l'E jusqu'aux Iles Baléares et à l'W, au niveau de Gibraltar, jusqu'en Afrique du Nord. On passe, en effet, sans discontinuité apparente, grâce à une virgation importante, des Cordillères bétiques au Rif marocain

et de proche en proche aux chaînes algériennes.

La Meséta ibérique, formée de terrains plissés primaires (hercyniens) a été pénéplanée avant le Secondaire ; à l'E, elle est recouverte par une série mésozoïque et cénozoïque, toujours de faciès néritiques ou continentaux. Il s'agit du PREBETIQUE autochtone. Un peu plus au S, sous le front de chevauchement du Subbétique, P. Fallot (1945-48) décrit des séries intermédiaires. Il n'a pas défini, à proprement parler, de domaine intermédiaire, comme l'a fait très clairement plus tard (1960-1962) A. Foucault, dans la région de Huescar mais il a évalué le passage entre le Prébétique et le Subbétique (1945, p. 615). Selon lui, le passage entre les séries autochtones au N et les séries allochtones au S "devait être rapide". Il l'est effectivement, mais le verrons plus loin, dans la Sierra de la Puerta.

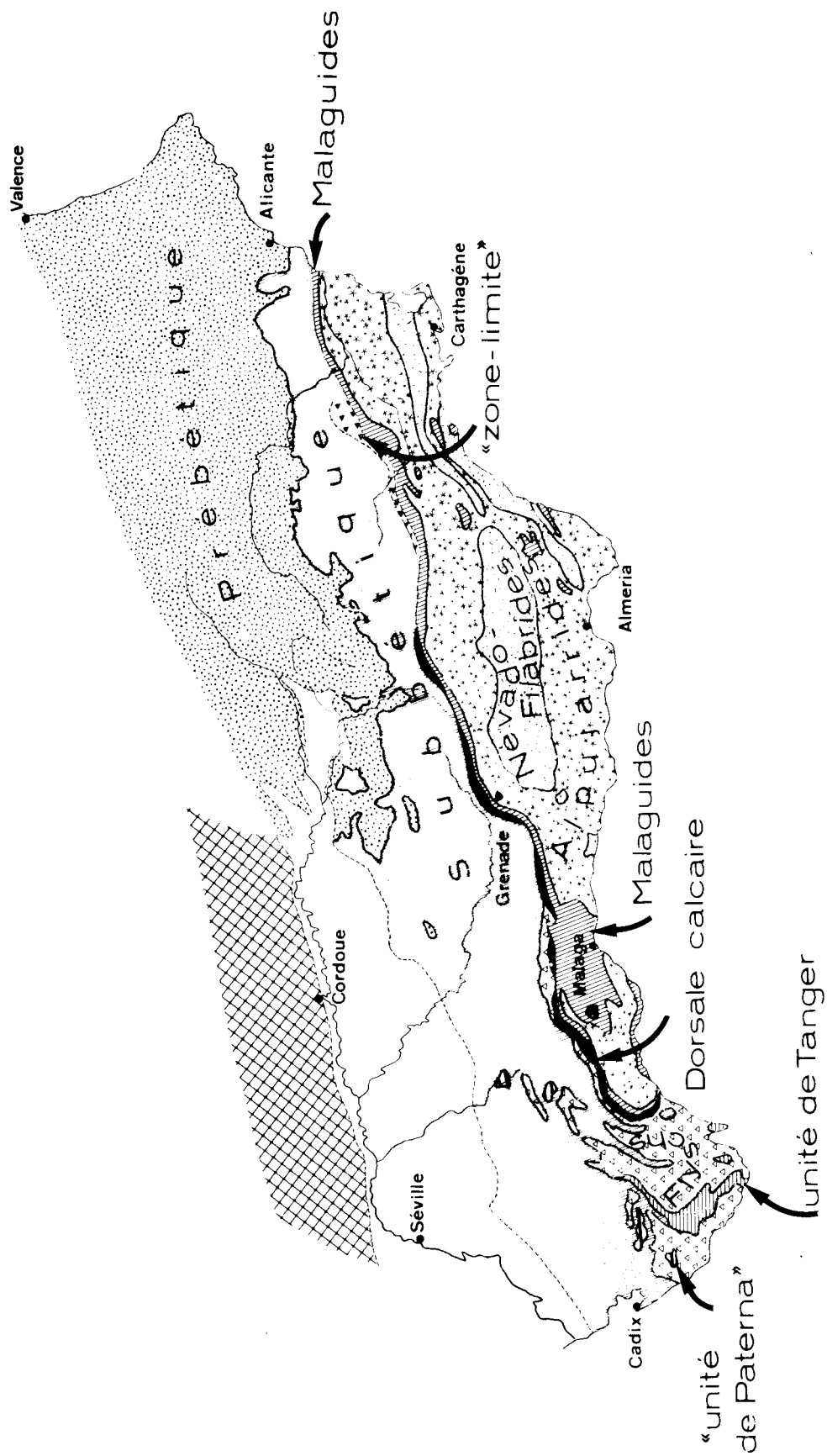
Les unités externes charriées dites subbétiques

Au S du Prébétique, on rencontre le vaste domaine subbétique dont les séries stratigraphiques sont marines du Lias au Mammulitique. Très vite, P. Fallot (1930, 1945) a souligné le fait que le Subbétique méridional de la Sierra de Ponce pouvait être caractérisé par une sédimentation plus profonde étant donné la présence d'un Lias supérieur et d'un Dogger marneux. L'ensemble du Subbétique a actuellement une largeur oscillant entre 20 et 70 km ; mais compte tenu des superpositions importantes qu'on y décèle, le "bassin" subbétique constituait un vaste domaine d'au moins 150 km.

Sur le plan tectonique, bien qu'il qualifiât la nappe externe de "marquetterie désordonnée", P. Fallot concevait une unité dans le charriage du Subbétique sur l'autochtone subbétique. La base de la nappe est formée de Trias marno-gypseux (Trias de la région de Cehegin). Il associait intimement ce Trias aux terrains secondaires et tertiaires qu'il considérait comme couverture.

Les zones internes

Au S du Subbétique, s'étend le très vaste domaine bétique s.s. qui se



subdivise en plusieurs ensembles. Du N vers le S et de haut en bas, on distingue successivement :

1. Le Bétique de Malaga, en position structurale supérieure ; il comporte un Primaire ancien métamorphique suivi d'un Primaire récent non métamorphique puis d'une couverture, en général peu épaisse, de Secondaire et de Tertiaire. Le Bétique de Malaga est cantonné essentiellement au N de zones internes (sauf quelques témoins en klippes au S des unités sous-jacentes).

Dès 1930, P. Fallot s'est intéressé à la Sierra de Espuña qui se situe immédiatement au S du Subbétique. C'est en effet, le témoin le plus oriental du Bétique de Malaga. Il s'agit d'une puissante série mésozoïque et tertiaire superposée à une série d'ecailles permo-triasiques séparées par des contacts anormaux plongeant vers le NW. Dans son charriage vers le N, cette nappe serait venue, selon cet auteur, soit "emboutir" le Subbétique soit s'y encapuchonner, juxtaposant ainsi la couverture frontale de la nappe la plus interne (Pénibétique selon P. Fallot) et la nappe externe (Subbétique méridional).

Il faut reconnaître que, dès 1930, P. Fallot avait été troublé par certains liens stratigraphiques apparents entre les séries du Bétique de Malaga de la Sierra de Espuña et du Subbétique de la Sierra de Ponce. Au début de ses recherches, il avait tenté d'assimiler toutes les montagnes situées au N de la Sierra de Espuña au Pénibétique, c'est-à-dire à ce qu'il considérait comme la couverture frontale du Bétique de Malaga. Mais, le Subbétique lui étant apparu comme définitivement lié à la partie externe de la chaîne, il dut abandonner cette assimilation et plaça de ce fait, une limite tectonique fondamentale entre le Subbétique et le Bétique de Malaga, dans la vallée du Rio de Pliego au N de la Sierra de Espuña (fig. 3).

Récemment, P. Fallot montrait encore des doutes quant à l'origine du Bétique de Malaga : "on ne sait encore s'il faut voir dans ce massif

Fig. 2 Schéma structural des Cordillères bétiques d'après M. Durand Delga, 1966, légèrement modifié.

(Sierra de Espuña) un élément de bordure méridionale de la zone subbétique ou une unité plus interne" (P. Fallot, J. Magné et J. Sigal, 1959). Depuis plusieurs dizaines d'années se trouve donc posé le problème des relations entre le Subbétique et le Bétique de Malaga et jamais, jusqu'à présent, on n'est arrivé à une conclusion définitive sur l'origine paleogéographique du Bétique de Malaga.

Il faut noter, dès à présent, que les liens que P. Fallot présentait au niveau du Lutétien entre les séries subbétiques au N et malagaises au S n'existent pas. Faute de données micropaléontologiques, P. Fallot a assimilé des séries éocènes de la Sierra de Espuña à des séries oligocènes de l'unité de la Sierra de Ponce. Nous verrons, malgré tout, que beaucoup de niveaux anté-éocènes sont comparables dans les deux grands domaines. Nous en reparlerons plus loin.

2. Les Alpujarrides

Sous le Bétique de Malaga et vers le S, on trouve le domaine alpujarride composé de plusieurs nappes de charriage élémentaires; celles-ci sont formées de terrains cristallophylliens surmontés de Trias épimétamorphique.

3. Les Névado-Filabrides

Sous les nappes alpujarrides, apparaissent essentiellement dans la Sierra Nevada et la Sierra de los Filabres, des unités (nevado-filabrides) formées de schistes métamorphiques d'âge inconnu, recouverts par un ensemble complexe, la "mischungzone" (ou zone de mélange) qui est actuellement attribuée à la couverture plus ou moins décollée des schistes inférieurs.

Dans les Alpujarrides et les Névado-Filabrides, situées au S du Bétique de Malaga, les séries sont donc métamorphiques et se terminent par un Trias "alpin" alors que, dans le Subbétique et le Bétique de Malaga, le Trias est "germanique". Aucun terme postérieur au Trias-Ingralías ne peut être mis en évidence; s'il en existe par places, on a l'habitude de les rattacher au Bétique de Malaga, étant donné leur position supérieure. Les seuls termes

récents des Alpujarrides sont du Miocène inférieur post-orogénique.

En conclusion, l'opposition entre zone externe et zone interne, telle qu'elle est conçue actuellement, est fondamentale mais on ne peut pas la formuler pour des terrains postérieurs au Rhétien. La paléo géographie de la chaîne, comme dans d'autres domaines, débute dès le Trias puisque la zone externe possède un Trias "germanique" alors que la zone interne possède un Trias "alpin".

Un problème demeure néanmoins : l'existence ou l'absence de la couverture des Alpujarrides reste énigmatique. Aucune preuve stratigraphique et tectonique ne vient étayer l'une ou l'autre des deux possibilités. L'un des grands traits de la pensée de P. Fallot est l'opposition du Trias subbétique de type germanique et du Trias alpujarride de type alpin, le Subbétique secondaire et tertiaire ne pouvant constituer une couverture décollée des Alpujarrides ; R.Staub par contre, en faisant du Subbétique la couverture des Alpujarrides associait les deux domaines. Historiquement, il faut constater que P. Fallot (1932) assimilait le Subbétique à la couverture des Alpujarrides expulsée vers le N par la nappe de Malaga. Peu après il abandonna cette idée car il liait le Subbétique secondaire et tertiaire au Trias germanique.

Tout en admettant cette opposition de deux types de Trias, R.Staub tourne la difficulté en isolant le Trias "subbétique" de sa couverture.(Fig.3) Il en fait une nappe indépendante : la nappe du Trias citrabétique ou "nappe d'Antequera". Le Subbétique, privé de Trias, constituerait le complément exact des Alpujarrides.

Avec M.Blumenthal, P.Fallot (1935) révoque absolument l'existence de cette nappe en associant intimement Trias citrabétique et Subbétique. Depuis lors tout problème de l'explication de l'absence de couverture des Alpujarrides reste en suspens.

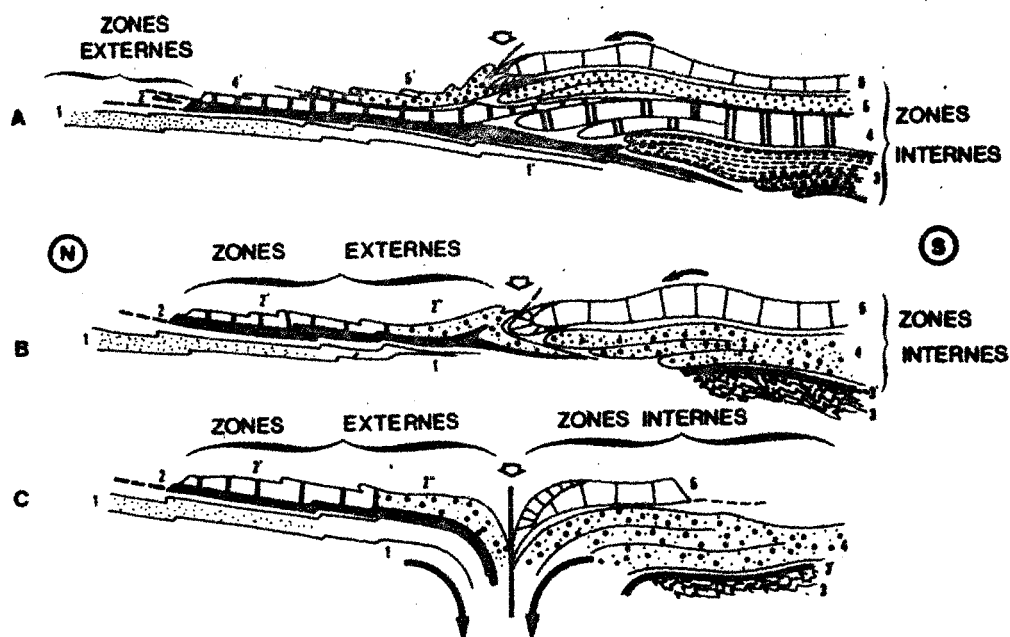


fig. 3 - Trois hypothèses de la structure des Cordillères bétiques

A R.Staub B. P.Fallot et M. Blumenthal C. M.Durand Delga (1963)

Pour B et C : 1. Prébétique autochtone ; 2. Trias subbétique ;
 2'. Subbétique externe ; 2''. Subbétique interne ;
 Flèche : contact entre les zones internes et externes ;
 3. Schistes de la Sierra Nevada et Luschungzone ;
 4. Nappes alpujarrides ; 5. Bétique de Malaga.

Pour A : 1. Prébétique autochtone ; 2. Nappe triasique d'Antequera ;
 3. Nappe des Schistes de la Sierra Nevada ;
 4. nappe alpujarride inférieure et 4'. sa couverture subbétique
 externe ; 5. nappe alpujarride supérieure et 5' sa couverture
 subbétique interne ; 6. Bétique de Malaga.

B. GENERALITES SUR LA REGION ETUDIEE

1. L'oeuvre de P.Fallot

Nous ne pouvons retracer ici l'immense oeuvre qu'a réalisée P.Fallot dans l'E des Cordillères bétiques. Elle est, en effet, d'une dimension telle que nous risquons d'en diminuer la portée en la schématisant. Toutes nos courses sur le terrain ont été dominées par la présence de P.Fallot. Savoir que P.Fallot avait déjà foulé ces Sierras sèches et surchauffées a toujours été pour nous une leçon et un moteur : une leçon, car nous pouvions juger à tout moment de la précision et de l'ampleur de ses observations, et un moteur, car il fallait que nous allions plus loin afin que notre travail ne soit pas un pâle reflet de ses découvertes mais une réponse à l'un de ses plus chers désirs. P.Fallot disait, en effet, le 23 février 1960 à ses élèves "à vous de labourer. A vous aussi de rectifier les vues synthétiques que nous avons examinées ici au cours des années, les vues dont j'ai souligné au passage les faiblesses, les incertitudes, les lacunes et souvent les contradictions. De l'autre monde, dans dix ou vingt ans, j'espère vous voir établir sur quelques feuilles au 50.000e bien levées, fondement essentiel de toute synthèse géologique valable, des interprétations nouvelles et plus adéquates que celles qui nous servent ici d'hypothèse de travail".

De Calasparra à la Sierra de Espuña, nombreuses sont les données stratigraphiques et tectoniques que P.Fallot nous a laissées. Nous avons pensé qu'il valait mieux ne pas séparer les résultats auxquels nous sommes parvenu de ceux acquis par P.Fallot. C'est pourquoi l'historique détaillé des travaux intéressant les différents points de notre secteur d'étude, sera inclus dans chacun des chapitres. Ainsi hommage sera rendu à P.Fallot, à chaque ligne de ce travail.

2. Les cartes de Coy et de Calasparra, de E.Dupuy de Lôme et A.Navarro ;

3. Les cartes de Totana de E.Dupuy de Lôme et Sanchez Lozano et de J. Meseguer Pardo, d'Alhama de Murcia de D.Templado Martinez, J.M.Fernandez Becerril et M.Abbad Y Berger.

. Autres travaux.

Les données de différents auteurs, relatives essentiellement à la datation paléontologique de certains niveaux, seront incluses dans les chapitres intéressés.

3. LES DIFFERENTES UNITES

Tout en n'adoptant pas sans restriction les conceptions tectoniques de P.Fallot, nous garderons les grands subdivisions reconnues jusqu'à présent en y associant des subdivisions locales beaucoup plus précises. Du N vers le S, nous distinguons dans notre zone d'étude :

a. Le PREBETIQUE autochtone au N de Calasparra

Sa série, débutant au Portlandien, est caractérisée par des faciès néritiques ou continentaux ; sur un Portlandien saumâtre (calcaires à Miliolites) vient un Albien continental suivi d'une importante masse dolomitique du Crétacé supérieur. L'Eocène moyen est transgressif et très détritique. L'Oligocène est continental et recouvert en transgression par le Burdigalien marin marneux ;

b. la ZONE INTERMEDIAIRE liant Prébétique et Subbétique représentée par la série intermédiaire de la Puerta : elle est caractérisée par une continuité parfaite de sédimentation de l'Albien (premier terme affleurant) au Burdigalien. Les terrains sont toujours de faciès peu profonds et chargés d'éléments détritiques provenant de la Meseta ibérique. Cette unité se situe sous la nappe subbétique ;

c. Le SUBBETIQUE, extraordinairement complexe du point de vue paléogéographique : ce domaine est actuellement fortement rétréci par les phénomènes de superposition. Ce sont des séries marines de faciès souvent pélagiques et

de grande extension verticale. Nous éviterons toujours de parler de faciès bathyaux afin de ne pas retracer une histoire paléogéographique en fonction de postulats de profondeur.

Diverses sous-zones s'individualisent dans le Subbétique dès le Lias supérieur. Ces sous-zones n'ont pas toujours une continuité absolue dans le temps, car des séries dites de "comblement" peuvent se superposer à des séries réduites, de type haut-fond.

α Le SUBBETIQUE EXTERNE SEPTENTRIONAL : du N vers le S, il est constitué des unités de los Rameles, de la Loma de Solana et de la Sierrecica de las Cabras. Ce type de Subbétique est caractérisé par une sédimentation marine, essentiellement calcaire et réduite au Jurassique, marneuse et puissante au Crétacé et au Nummulitique. Ce domaine relaie vers le S la zone intermédiaire de l'unité de la Puerta et subit, à certains niveaux, des apports detritiques d'origine septentrionale (essentiellement dans l'unité la plus septentrionale dite de los Rameles).

β Le SUBBETIQUE EXTERNE MERIDIONAL : il s'agit de l'unité de Burete, caractérisée, comme le Subbétique externe septentrional, par un Jurassique marin calcaire, réduit en épaisseur, auquel font suite un Crétacé marno-calcaire peu épais et un Eocène calcaire réduit.

Il s'agit là de la remontée sud (dès le Crétacé) de la "fosse de comblement" installée, au N, dans le domaine du Subbétique externe septentrional.

γ Le SUBBETIQUE MEDIAN : il est constitué par l'unité du Charco et de son équivalent dans la Sierra de Ricote, l'unité de la Bermeja. Ces deux unités possèdent une série marine, essentiellement calcaire, pélagique, assez puissante au Jurassique suivie d'une série marneuse crétacée.

Remarque : Nous avons parfois réuni ces trois types de Subbétique sous le nom de "Subbétique calcaire", terme à rejeter car groupant des séries paléogéographiquement différentes.

Le SUBBETIQUE INTERNE : il est représenté dans les unités de la Sierra de Ponce et de la Mezquila. Il s'agit d'une série essentiellement marneuse et pélagique dès le Lias supérieur. On utilise souvent le terme de "Subbétique marneux" pour désigner cette zone. Ce terme est moins impropre que celui de "Subbétique calcaire" mais ne peut être retenu car seuls le Jurassique moyen et supérieur et le Crétacé sont uniformément marneux.

L'UNITE DE MULA enfin que nous rattachons à un Subbétique interne méridional, sur le prolongement nord-oriental de la "zone-limite". Elle affleure dans la région de Mula, sans relations apparentes avec les unités voisines. Elle est formée essentiellement de terrains crétacés (marneux), éocènes (marneux et calcaires) et oligocènes qui s'apparentent étroitement à la couverture de l'unité de la Sierra de Ponce.

d. la "ZONE-LIMITE" du Rio de Pliego, située entre le Subbétique et le Bétique de Malaga (fig. 2) : elle est comblée de niveaux surtout marneux. Ce sont l'Eocène supérieur, l'Oligocène et le Burdigalien qui unissent les deux grands domaines. Au sein de cette "zone-limite" affleure une unité (crétacée et éocène) particulière, l'unité du Calvillo.

e. Le BETIQUE DE MALAGA de la Sierra de Espuña qui se divise en :

A. UNITES A MATERIEL SECONDAIRE ET TERTIAIRE, formées de bas en haut par :

1. l'unité du Morron de Totana : sa base est permo-triasique et écaillée dans la partie orientale de la Sierra (écaillures de l'Atalaya). Sa couverture secondaire et tertiaire est très épaisse (1500m). Elle est constituée d'une série dolomitique et calcaire très puissante au Jurassique et à la base du Crétacé inférieur. L'Albien glauconieux remplit les fissures d'un karst ; le Crétacé supérieur réduit est calcaire et marneux. L'Eocène est soit calcaire soit marneux mais toujours de faciès peu profonds, néritiques. Les venues détritiques sont très importantes.

2. l'unité de Prat Mayor qui, au NE de la Sierra de Espuña, repose sur l'unité du Morron de Totana. Les faciès du Jurassique sont les mêmes mais avec un grand développement des calcaires oolitiques liasiques. Le Crétacé moyen est karstique, le Crétacé supérieur calcaire et conglomératique. Le Nummulitique est gréseux à la base et continental au sommet.

3. l'unité de Perona, en position supérieure sur l'unité de Prat Mayor. Sa série est réduite au Lias inférieur et supérieur, dolomitique et calcaire.

Ces deux unités peuvent être considérées comme des imbrications de l'unité du Morron de Totana.

B. UNITES A MATERIEL PERMO-TRIASIQUE

Sous le Bétique de Malaga typique vient une série d'unités uniquement formées de Permo-Trias et séparées les unes des autres par des contacts anormaux plongeant vers le NW : il s'agit des unités du Morron Largo, de la Santa et de Yechar. On passe régulièrement d'une unité à l'autre du N vers le S.

f. Les ALPUJARRIDES, représentées dans l'unité de los Molinos, caractérisée par des phyllades lie-de-vin permo-werfénienues .

3. CONCLUSIONS

Des difficultés majeures dans les Cordillères bétiques contribuent largement à l'incertitude qui entoure toutes les hypothèses de synthèse.

Chaque hypothèse émise repose sur la compréhension des rapports existant entre le Subbétique et le Bétique de Malaga. Depuis les travaux de P.Fallot et M.Blumenthal, on peut affirmer que toutes les unités subbétiques appartiennent aux zones externes et sont liées au Prébétique autochtone.

Plus au S, le Bétique de Malaga est séparé du Subbétique par une zone comblée de terrains auversiens, priaboniens, oligocènes et burdigaliens, transgressifs sur les deux domaines. La liaison que F.Fernandez, J.Magné et Cl.Lorenz(1965) avaient établie à l'Oligocène supérieur entre Bétique de Malaga et Subbétique, 15 km à l'W de notre secteur, dans le "corridor de Velez Rubio,"serait donc beaucoup plus ancienne puisque les premiers niveaux transgressifs sur le Bétique de Malaga et le Subbétique interne sont datés de l'Auversien.

Les relations entre les deux grands domaines avant l'Auversien sont du domaine des hypothèses. Elles sont néanmoins assez étayées pour pouvoir avancer une liaison paléogéographique probable entre le Subbétique et le Bétique de Malaga.

Nous nous attacherons donc pour résoudre ce grand problème à mettre en évidence d'une part les accidents tectoniques et d'autre part les séries stratigraphiques des deux grands domaines, en notant ce qui relève de l'observation et de l'hypothèse.

Nous soulignerons dès maintenant que l'histoire de la chaîne débute dès le Trias inférieur.

PREMIERE PARTIE

ETUDE STRATIGRAPHIQUE

CHAPITRE II

TRIAS

CHAPITRE II

LE PERMO-TRIAS

1° INTRODUCTION

2° HISTORIQUE

3° SERIE PERMO-TRIASIQUE ET "PALÉOZOÏQUE" (?) de L'UNITE ALPUJARRIDE DE LOS MOLINOS

4° LE PERMO-TRIAS DE LA SIERRA DE ESPUÑA

A. HISTORIQUE ET GENERALITES

B. LE PERMO-TRIAS DES UNITES INFERIEURES

C. LE PERMO-TRIAS DE L'UNITE DU MORRON DE TOTANA

D. CORRELATIONS DES SERIES PERMO-TRIASIQUES DU BETIQUE DE MALAGA

E. CORRELATIONS ENTRE LE PERMO-TRIAS DU BETIQUE DE MALAGA ET CELUI DES ALPUJARRIDES

F. CORRELATIONS ENTRE LE PERMO-TRIAS DE LA SIERRA DE ESPUÑA ET CELUI DES UNITES DE LA REGION DE LORCA

5° LE TRIAS SUBBETIQUE

A. EXTENSION DU TRIAS

B. HISTORIQUE

C. TRIAS SITUE AU N DE LA ROUTE CARAVAC -MURCIE

D. TRIAS SITUE AU S ET A L'E DE CALASPARRA

E. TRIAS DE LA REGION DE CEHEGIN

F. TRIAS, SOUBASSEMENT DES DIFFERENTES UNITES SUBBETIQUES

G. TRIAS DU SUD DU SUBBETIQUE

H. LE PROBLEME DES OPHITES DU TRIAS

I. ESSAI DE SYNTHESE DU TRIAS SUBBETIQUE

J. CORRELATIONS ENTRE TRIAS SUBBETIQUE ET TRIAS DU BETIQUE DE MALAGA

CHAPITRE II

LE PERMO-TRIAS

1° INTRODUCTION

Les terrains triasiques affleurent largement dans notre zone d'étude (fig. 4)

Dans le domaine subbétique, immédiatement au S du Prébétique s.s ou du Prébétique méridional, s'étend un vaste pays essentiellement triasique (E de Cehegin), aux teintes violentes, donnant à cette zone un aspect désertique lorsque le reboisement est nul.

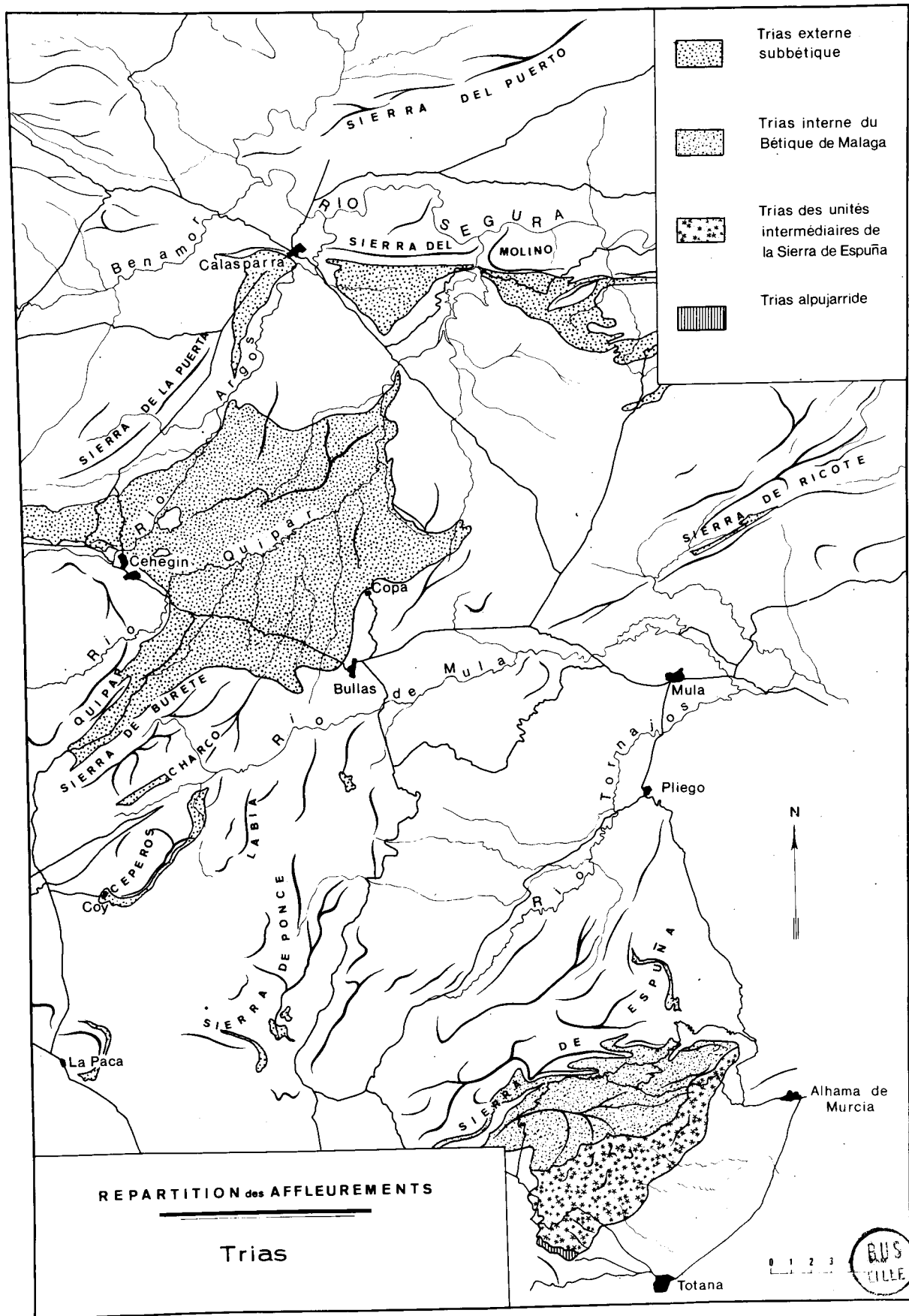
Dans un domaine plus interne (Bétique de Malaga), le Trias ou plutôt le "Permo-Trias" constitue la moitié meridionale de la Sierra de Espuña. Avant de formuler toute hypothèse tectonique mettant en cause la conception des Cordillères Bétiques, il convenait donc d'étudier, dans le plus grand détail, le Trias, extraordinaire de complexité stratigraphique et tectonique, dans les différents domaines rencontrés du N vers le S.

2° HISTORIQUE

Les oppositions évidentes des faciès triasiques dans les différentes zones ont poussé tous les auteurs à faire une distinction nette entre le Trias de la zone externe subbétique, dit germanique, et le Trias épimétamorphique des Alpujarrides dit alpin. Mais, au sein d'une série triasique, on a toujours hésité, à juste titre, à fixer stratigraphiquement les différents horizons car ils étaient souvent azoïques et bouleversés par la tectonique tangentielle.

M.Bertrand et W.Kilian dans la Mission d'Andalousie (1889) puis

fig. 4 - Répartition des affleurements triasiques



R.Douvillé (1906) trouvant, par exemple, le Muschelkalk soit au-dessus, soit au-dessous d'un Trias à gypse, ont pensé à l'apparition, avant le Trias moyen, de faciès typiques du Keuper. M. Schmidt, lui, découvrit de nombreux horizons fossilifères dans le Muschelkalk de la zone subbétique ; le Trias interne par contre, s'est trouvé longtemps azoïque. Actuellement, sur le plan purement paléontologique, peu de progrès ont été faits et on en est réduit souvent à adopter, pour la zone bétique, la division purement pétrographique, établie il y a plusieurs dizaines d'années, par les géologues hollandais. Ainsi,

1° dans les Alpujarrides, d'après les travaux de Van Bemmelen et M.Schmidt, et ceux de P.Fallot, L. Solé Sabaris et M.Lemoine (1954) sur le Trias bétique et ses algues calcaires, on distingue, classiquement, de bas en haut :

le WERFENIEN { (métamorphique à la base sous forme de schistes phylliteux et
(de quartzites avec des intercalations gypseuses
(sporadiques au sommet

le VIRGLORIEN (Calcaires à vermiculations et à liophories et dolomies
et le LADINIEN (Calcaires en plaquettes et
(niveaux marneux

le CARNIEN (Schistes plus ou moins bitumineux

le NORIEN (Calcaires cristallins et
(Dolomies bréchoïdes à Megalodon

Le Trias alpujarride présente donc une dominante marine et beaucoup d'analogies avec le Trias alpin tant par les faciès que par la flore algale.

2° Dans le Bétique de Malaga (s.l.), d'après essentiellement les travaux de M.Blumenthal et P.Fallot, on distingue, de bas en haut :

le WERFENIEN (conglomérats violacés à galets de quartz ;
(marnes gréseuses lie-de-vin (grès bariolés et blancs)
(lentilles sporadiques de gypse à la partie supérieure

le MUSCHELKALK (calcaires plus ou moins marneux lités à vermiculations
(et dolomies sombres

le KEUPER ((réduit) marnes colorées à gypse (Sierra de Espuña, selon
(P.Fallot).

Le Trias du Bétique de Malaga était donc défini par un Werfenien détritique avec lentilles de conglomérats, grès et gypse , suivi par le Muschelkalk marin, calcaire et dolomitique, que couronne le Keuper lagunaire, marno-gypseux.

3°) Dans le Subbétique, P.Fallot définit de bas en haut :

le WERFENIEN : marnes à gypses

le MUSCHELKALK : calcaires à Daonella, Myophoria, à Ammonites douteuses (Protrachyceras), calcaires bleus en couches nettes ou en plaquettes à mauvais fossiles correspondant peut-être au niveau de Teruel à Placunopsis teruelensis Torn ;

le KEUPER : marnes bariolées à gypse et dolérites, dolomies claires passant graduellement aux dolomies grises de l'Infralias.

3° LA SERIE PERMO-TRIASIQUE ET PALEOZOÏQUE (?) DE L'UNITE ALPUJARRIDE DE LOS MOLINOS

L'unité alpujarride de Los Molinos affleure sur quelques kilomètres carrés dans la région d'Alédo, au S de la Sierra de Espuña. Elle est située sous les unités à matériel permo-triasique, base du Bétique de Malaga au N et disparaît sous le Miocène post-orogénique de la Sierra Címbra au S.

En quittant la route Totana-Alédo au km 7,5 et en se dirigeant vers la Casa Sopa de Vino, on atteint cette série alpujarride dont le ravin de los Molinos offre une excellente coupe (fig. 5). Du S vers le N et de bas en haut, on distingue les niveaux suivants :

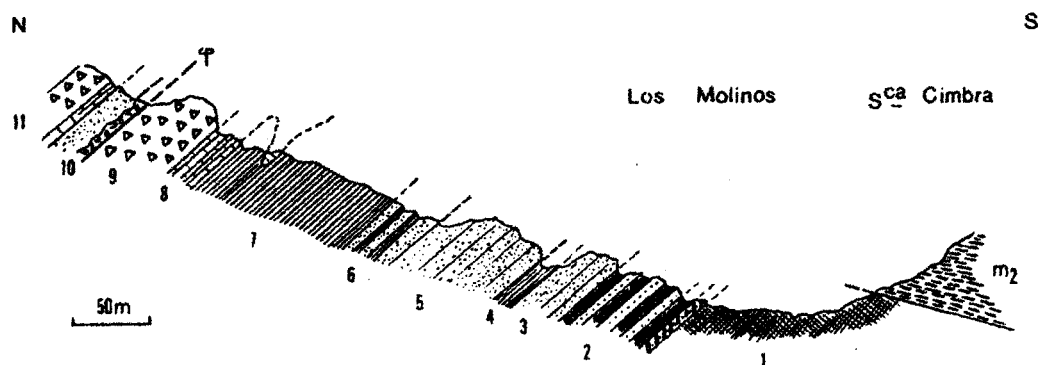


fig. 5 l'unité alpujarride de los Molinos
légende dans le texte

1. disparaissant sous les marnes ocre helvétiques de la Sierrecica Cimbra (m2), des schistes phylliteux violets, couleur lie-de-vin métallisé, avec des niveaux de talcschistes verdâtres ;
2. une alternance de grès verts et de schistes verdâtres ;
3. un premier horizon de grès-quartzites verts ;
4. quelques mètres de schistes violets ;
5. une masse d'une quarantaine de mètres d'épaisseur de grès-quartzites verts ;
6. une alternance de grès verts ou rouges et d'argiles micacées rouge lie-de-vin ;
7. un ensemble de marnes gréseuses micacées rouge lie-de-vin et de grès rouges et blancs, injecté de quartz ;
8. des calcaires en plaquettes typiques du Muschelkalk ;
9. des dolomies bleu-sombre ;

La série de l'unité de los Molinos s'arrête à ce niveau.

Sur les dolomies (9), on observe une nouvelle unité (11) (unité de Yéchar) formée d'argiles phylliteuses, de grès-quartzites verts et de dolomies sombres. Le contact anormal Φ est jalonné par un niveau mylonitisé (10).

P.Fallot (1945) a souligné la difficulté du problème de l'âge des schistes phylliteux (1) comme dans tout le domaine alpujarride.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées :

- a. les schistes phylliteux (1) sont paléozoïques ;
- b. ils sont werfénien car supportant parfois directement le Muschelkalk calcaire et les dolomies noires ;
- c. ils sont permo-werfénien.

L'étendue extrêmement limitée de l'unité de los Molinos ne nous a pas permis d'aborder ce problème avec suffisamment de faits d'observations. Nos conclusions auront donc un intérêt très local.

Le fait marquant est qu'au S de la Sierra de Espuña, les dolomies sombres(9)et le Muschelkalk(8)reposent soit sur une série rouge lie-de-vin ou verte, gréseuse (3 à 7) soit directement sur les schistes phylliteux (1). Dans ce dernier cas, la superposition est incontestablement mécanique. Le passage latéral du faciès type permo-triasique gréseux (6 et 7) aux schistes (1), tel que le concevait P.Fallot en d'autres lieux n'est pas concevable dans la Sierra de Espuña.

A l'heure actuelle, tout le monde s'accorde pour attribuer un âge "permo-werfénien" aux schistes phylliteux(1.)Etant donné l'absence totale de faune dans ces séries, nous avons donc été amené à donner à la série de base (1 à 7) de l'unité de los Molinos un âge permo-werfénien hypothétique.

A la vue des niveaux (1) à (7), on peut simplement constater que les niveaux gréseux, typiques du Werfénien malagais ou subbétique, se situent au sommet de la série. Les analogies sont grandes, essentiellement entre les grès et argiles phylliteuses (7) et le Trias inférieur du Bétique de Malaga.

Sur les formations gréseuses (7), vient un Muschelkalk typique puisqu'il se présente sous forme de calcaires en plaquettes à vermiculations (8).

Au Muschelkalk, succèdent des dolomies noires ou bleu-sombre (9), d'âge inconnu que l'on peut situer à la fois dans le Muschelkalk et le Trias supérieur.

En conclusion, la série permo-triasique alpujarride se révèle constituée de haut en bas par :

Trias supérieur	(Dolomies bleu-sombre
	(
Trias moyen	(Calcaires en plaquettes
	(
Trias inférieur	(Grès et argiles phylliteuses rouge lie-de-vin
	(
Permo-Werfenien	(grès et quartzites verts
	(
	(schistes phylliteux violet métallisé.

4° LE PERMO-TRIAS DE LA SIERRA DE ESPUÑA

A. HISTORIQUE ET GENERALITES SUR LE PERMO-TRIAS DE LA SIERRA DE ESPUÑA (Bétique de Malaga)

O.J. Simon (1964) a fait récemment une mise au point bibliographique très intéressante sur le Trias des zones internes. Nous nous en inspirerons largement.

Le "Permo-Trias" du Bétique de Malaga, malgré la difficulté de son étude, a toujours retenu l'attention des auteurs, étant donné l'extension géographique qu'il possède dans les zones internes des Cordillères bétiques.

On a l'habitude de distinguer deux grands ensembles dans le Trias de la nappe de Malaga.

1° une série gréseuse et conglomératique

Dans l'Ouest des Cordillères bétiques, M.Blumenthal (1930) considère ces sédiments comme d'origine torrentielle sous climat aride. Au Palo de Malaga, J.Azéma (1961) montre que la série gréseuse de base s'enrichit au sommet de niveaux argilo-salins et y voit une série continentale à la base et lagunaire au sommet.

Quant à l'âge de cette série gréseuse, les auteurs ne sont plus d'accord ; bien que jamais aucune faune n'ait été signalée en Espagne, on parle soit de Permo-Trias soit de Trias inférieur s.s.

L'unité de la série gréseuse n'est pas à mettre en doute. Aucune discordance n'est visible. Une hypothèse de compromis (A.Marin, M.Blumenthal, et P.Fallot) considère le Trias inférieur (Werfénien) comme étant formé d'une grande partie de matériel permien re-sédimenté.

—
2° - Une série calcaire et dolomitique au sommet, d'âge Trias moyen. Les seuls fossiles rencontrés sont des restes de Gyroporellides (M.Blumenthal, 1930).

Une troisième série existe en fait dans la Sierra de Espuña. En effet, sur les termes du Trias moyen, viennent des terrains rattachables au Trias supérieur. Ce sont, dans l'unité du Morron de Totana, des marnes vertes à gypse blanc et noir. Dans les unités à matériel permo-triasique de base, on met en évidence, de manière constante, sur les dolomies rattachables au Muschelkalk, une série de marnes rouge-brique associées à des conglomérats dolomitiques et à du gypse.

En résumé, un troisième ensemble, marmo-gypseux et dolomitique, constitue le sommet de la série triasique.

La partie méridionale de la Sierra de Espuña est formée d'une série d'unités tectoniques superposées suivant des contacts anormaux plongeant vers le NW. Dans l'étude des séries permo-triasiques, nous distinguerons deux ensembles :

1. un premier ensemble, méridional, directement superposé à l'unité alpujarride de los Molinos et caractérisé par des faciès intermédiaires entre Alpujarrides et Betique de Malaga. Cet ensemble est formé de trois unités tectoniques distinctes : les unités de Yéchar, de la Santa et du Morron Largo. Les deux unités basales (Yéchar et Santa) peuvent avoir été affectées par un très léger métamorphisme ;

2. un second ensemble, septentrional, formé par la série permotriasique de l'unité du Morron de Totana. Dans la partie occidentale de la Sierra de Espuña, cette série est écaillée (écaillles de l'Atalaya).

B. LE PERMO-TRIAS DES UNITES INFERIEURES (unités de YECHAR, DE LA SANTA ET DU MORRON LARGO)

Sur l'unité alpujarride de los Molinos, reposent les trois unités de Yéchar, de la Santa et du Morron Largo, nettement individualisées sur plus de 14 km et présentant des séries fort semblables.

a. le Permo-Werfénien

De manière constante, dans toutes les unités inférieures de la Sierra de Espuña, la base des séries rouges est constituée de bas en haut par :

1. une série de grès rouge lie-de-vin légèrement argileux, micacés et de grès-quartzites verts en dalles ;

2. des grès micacés rouges et verts.

Cette série est classiquement attribuée au Werfénien mais il n'est pas exclu que sa base soit permienne.

Sur cet ensemble gréseux, vient une masse parfois épaisse de plusieurs centaines de mètres (S du Morron de Largo) d'argiles légèrement gréseuses, rouge lie-de-vin, contenant du gypse, des cargneules et des dolomies. Cette dernière série représenterait classiquement le Werfénien.

Le Trias moyen et supérieur

1. coupe du Morron Largo

Sous les imbrications inférieures de l'unité du Morron de Totana ou écaillés de l'Atalaya, se développe l'unité du Morron Largo. Au S de la cote 880 et au niveau du sommet même du Morron Largo, on observe une coupe excellente le long du chemin forestier (fig. 6, 1).

Sous les grès du Trias inférieur (t2.1) chevauchants de l'unité du Morron de Totana, vient une première écaille de dolomies du Muschelkalk (t5.3) rattachables à l'unité du Morron Largo. Sous ce Trias moyen, s'enfonce la série complète de cette dernière Unité, formée de haut en bas par des niveaux marneux peu épais (t9.7) que nous décrirons plus loin puis de dolomies sombres et de calcaires en plaquettes (t5.3) attribuables au Muschelkalk. La base de cette coupe est formée de grès et d'argiles rouge lie-de-vin (t2.1) du Trias inférieur.

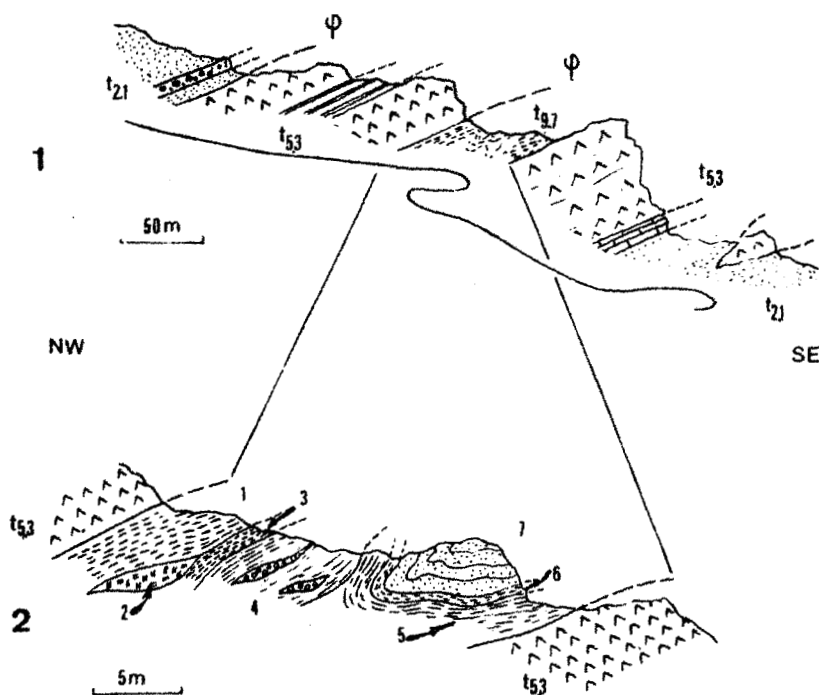


fig. 6 - Le Trias supérieur de l'unité du Morron Largo
Légende dans le texte

La formation (t_{9.7}), en apparente continuité sur les dolomies du Muschelkalk, est attribuable au Trias supérieur. Sur la coupe de détail, (fig. 6, 2) apparaissent, en effet, les niveaux suivants :

1. des marnes rouges et ocre (quelques mètres) ;
2. du gypse blanc mêlé d'argiles rouge-brique (quelques décimètres) ;
3. des marnes gris-ocre (1m) ;
4. des marnes rouge-brique et blanches associées à des conglomérats à éléments dolomitiques et quartzitiques (2m).
5. des marnes grises (30cm) ;
6. un filet de marnes vertes (10 cm)
7. des grès vert-clair (5m).

L'épaisseur de ce Trias supérieur supposé est donc réduite et les faciès sont très variables.

2) Coupe de la centrale d'Alhama de Murcia (x=2°13'30 et y=37°52'30)

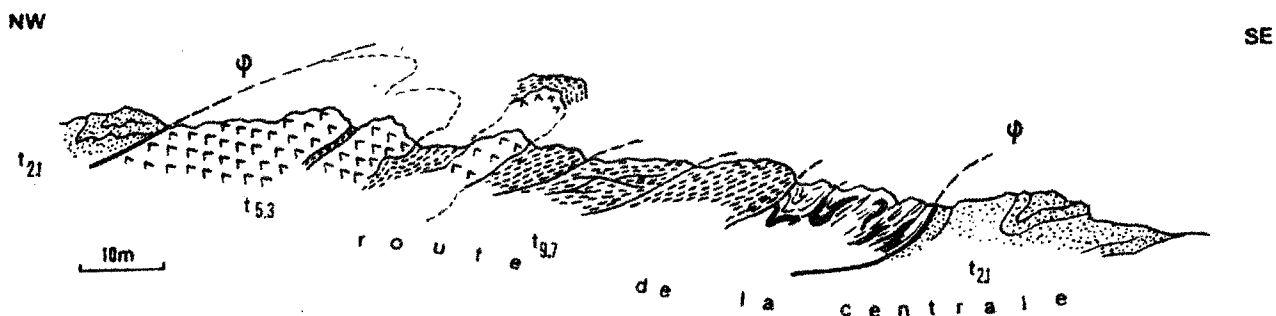


fig. 7 Coupe du chemin de la centrale électrique de Alhama de Murcia
t_{2.1} : Trias inférieur ; t_{9.7} : Keuper (renversé) ; t_{5.3} : Muschelkalk

L'unité du Morron Largo, à l'extrémité orientale de la Sierra de Espuña, possède le type de faciès du Trias supérieur rencontré sur la précédente coupe. Le long de la route privée conduisant à la centrale électrique d'Alhama, on relève la coupe suivante (fig. 7) du SE au NW :

t_{21} , des grès argilo-micacés, rouge lie-de-vin, et des grès quartzites blanc-vert à passées rougeâtres ;

$t_{9,7}$, des argiles indurées rouges avec des amygdales de dolomies grises très cristallisées (10 m au moins) ;

, un ensemble fortement disloqué d'argile rouge-brique avec de petits niveaux discontinus de conglomérats argilo-dolomitiques (20 à 26 m) (Photo 1 et 2, planche) ;

$t_{5,3}$, des dolomies bréchoïdes gris-noir (15 à 20 m) plissées, admettant en leur sein un filet de marnes vertes (20 cm) (peut-être coincée tectoniquement entre deux masses dolomitiques ?) ;

t_{21} , une série gréseuse de grès rouge lie-de-vin et d'argiles gréseuses de même teinte.

La série ($t_{9,7}$) ne trouve son équivalent dans aucune série gréseuse du Trias inférieur ; de plus, elle se trouve superposée aux dolomies classiquement rattachées au Muschelkalk. Nous pensons donc qu'il s'agit de Trias supérieur.

On retrouve donc dans cette unité, avec une plus grande extension, les terrains rencontrés au sommet de l'unité du Morron Largo et décrits précédemment. Nous pensons pouvoir rattacher au Trias supérieur ces argiles rouge-brique, blanches ou vertes (avec ou sans gypse) et les quelques petits niveaux conglomératiques dolomitiques.

3) Coupe du Barranco de Azaraque (5 km au S-SE d'Alhama de Murcia) ($y=37^{\circ}50'20''$)

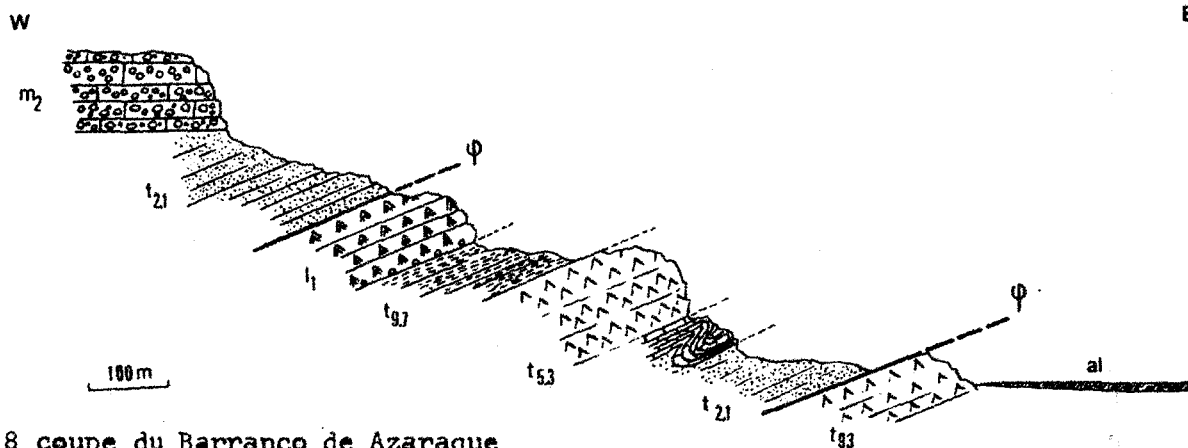


fig. 8 coupe du Barranco de Azaraque
légende dans le texte

Au S de la Sierra de Espuña, la coupe du Barranco de Azaraque, (fig.8) éclaircit le problème de l'existence du Trias supérieur. De bas en haut, et d'E en W, on observe :

- t_{5.3} des dolomies noires à cassure bleu foncé (unité inférieure) ;
- t_{2.1} une série gréseuse micacée, rouge lie-de-vin : Trias inférieur ;
- t_{5.3} des calcaires à Vermiculatons avec interlits argileux du Muschelkalk, puis des dolomies litées à patine sombre ;
- t_{9.7} des marnes, légèrement gréseuses, rouge-brique à altération blanche ;
- l₁ des dolomies grises, bien litées, avec un conglomérat à la base ;
- t_{2.1} une série gréseuse avec à la base des grès-quartzites blanc-verdâtre et rouge-carmin vers le haut ;
- m₂ des conglomérats à Algues.

Les marnes légèrement gréseuses (t_{9.7}) sont maintenant bien localisées ; nous les assimilons au Keuper car elles sont toujours placées sur les dolomies (t_{5.3}) du Muschelkalk. Les dolomies grises (l₁), elles, paraissent liées à cette série du Trias supérieur et peuvent appartenir soit au Keuper, soit à l'Infralias. Elles sont, vers le haut, recouvertes d'une série chevauchante du Permien-Trias inférieur (t_{2.1}).

En conclusion, la série permo-triasique des unités inférieures de la Sierra de Espuña (Unités du Morron Largo, de la Santa et de Yéchar) est constituée de haut en bas par :

Trias supérieur	(argiles rouge-brique, blanches ou vertes
	(contenant des passées de conglomérats à
	(éléments dolomitiques et des grès verts
Trias moyen	(dolomies noires, caverneuses
	(calcaires en plaquettes à vermiculations

Trias inférieur	(argiles rouge lie-de-vin à gypse, dolomies (et cargneules (argiles gréseuses, micacées rouge lie-de-vin
Permo-Werfénien	(grès rouge lie-de-vin et grès-quartzites verts.

C. LE PERMO-TRIAS DE L'UNITE DU MORRON DE TOTANA

Comme nous l'avons défini plus haut, la série permo-triasique de l'unité du Morron de Totana est formée d'une série monoclinale à pendage nord dans la partie orientale de la Sierra et d'une série d'écailles séparées par des contacts anormaux plongeant vers le NW dans la partie occidentale de la Sierra. Nous serons donc amenés à examiner les séries affleurant à l'E et à l'W de la Sierra de Espuña.

a. Introduction

Le Trias de cette unité revêt une grande importance car il est de nature particulière. Déjà décrit largement par P. Fallot (1945), il a toujours paru aberrant à cet auteur. Bien qu'étant convaincu de l'origine "ultré" du Bétique de l'Espuña, P. Fallot n'avait pu s'empêcher d'établir une analogie entre le Trias du Bétique de Malaga et celui du Subbétique : en parlant des marnes à gypse, très développées au niveau du Keuper, P. Fallot (1945) écrit "... Margas irisadas parecidas a las del Subbético....".

Jusqu'à présent, l'ensemble permo-triasique de la Sierra de Espuña, bien que connu et décrit par P. Fallot (1930-1945) n'a pas été distingué nettement du "Permo-Trias" des unités inférieures sous-jacentes. Il est formé de trois ensembles, d'égale développement, de faciès nettement distincts. On observe, de bas en haut :

- 1 - une série gréseuse rouge-brique du Trias inférieur, avec des niveaux conglomératiques à son sommet ;
- 2 - un ensemble dolomitico-calcaire du Muschelkalk ;

- 3 - un complexe marno-gypseux essentiellement formé de marnes verdâtres (et non bigarrées) et de gypse massif du Keuper.

Nous examinerons donc ces différents ensembles :

b. Le Trias inférieur

Dans l'unité du Morron de Totana, on observe à la base de la série "permo-triasique", des grès verts à affinités permo-werfénienues comme on le fait couramment dans les unités inférieures. Nous pensons donc que le décollement de la masse permo-triasique s'est effectué à ce niveau.

Le Trias inférieur de l'unité du Morron de Totana est très uniforme. Il se développe d'W en E, sous l'écaille de la Sierra de la Cabra, sous l'unité du Morron de Totana s.s et enfin sous celle de Prat Mayor. Ce sont essentiellement des grès rouge-brique à passées conglomératiques.

Cette série gréseuse est continûment située entre deux masses dolomitiques. Une coupe, effectuée à partir de la route de la Huerta de Espuña, au niveau du km 21,5 jusqu'au sommet de "La Garita", traduit nettement cette disposition. De bas en haut, on observe, en effet :

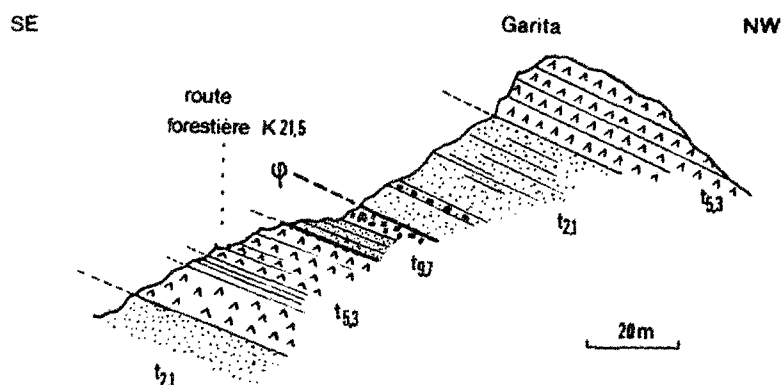


fig.9 : le Permo-Trias de l'unité du Morron de Totana : coupe de la Garita. - légende dans le texte -

Unité du Morron de Totana, imbrication de l'Atalaya

$t_{5,3}$: des dolomies grises, litées, représentant le Trias moyen ;

$t_{9,7}$: des marnes rouges et vertes, des calcaires dolomitiques ocres et des grès blancs, peu épais suivis d'une masse locale de gypse. Nous verrons plus loin (p.) qu'il convient de voir dans ces horizons la couverture normale des dolomies et d'en faire du Trias supérieur ;

Unité du Morron de Totana s.s

$t_{2,1}$: une série épaisse de grès rouge-brique à passées conglomératiques (galets de calcaires gris) ;

$t_{5,3}$: des dolomies litées à patine noire formant le sommet de la Garita.

Les niveaux ($t_{2,1}$) sont puissants et forment la base de l'unité du Morron de Totana. Il est difficile d'établir une succession stratigraphique car tous les niveaux gréseux fins se ressemblent.

Nous pensons néanmoins que l'on peut distinguer :

1° - une masse inférieure de grès fins ou grossiers à passées conglomératiques, de teinte rouge-brique ;

2° - une masse supérieure toujours gréseuse mais beaucoup plus argileuse.

L'accentuation, vers le sommet du Trias inférieur, du caractère marneux est une règle générale dans le Trias de la Sierra de Espuña, quelle que soit l'unité. De plus, on y observe très souvent des cargneules.

En résumé, le Trias inférieur de l'unité du Morron de Totana est essentiellement gréseux, de couleur rouge-brique, à passées grossières à conglomératiques à la base et à tendance marneuse au sommet avec fort probablement du gypse.

Trias inférieur des écailles de l'Atalaya

Elles forment les reliefs de l'Atalaya sur la rive droite du Rio Espuña et se prolongent loin vers l'W. Elles recoupent la route de la Huerta de Espuña entre k 21,5 et k 23,5. Cette route, voie de pénétration importante

de la Sierra, permet une observation aisée de la superposition tectonique de 3 écaillés. Ces dernières se révèlent être, à l'E de la route, des plis couchés vers le S et cisailés. Les contacts anormaux qui les séparent s'amortissent vers l'E et très vite, on n'observe plus qu'un ou deux plis couchés vers le S, non cisailés, puis enfin une seule et même unité : celle du Morron de Totana.

Chaque écaille de l'Atalaya, quand elle est individualisée, se compose de bas en haut :

1. de marnes gréseuses d'un rouge obscur ;
2. de marnes rouge-carmin un peu moins gréseuses que les précédentes (ces deux niveaux appartenant au Trias inférieur) ;
3. de dolomies sombres à patine grise du Trias moyen ;
4. d'une série gréseuse dolomitique et argilo-gypsifère peu épaisse du Trias supérieur.

Une coupe effectuée dans la zone de la maison dite La Carasquilla, donne la composition la plus complète de la série "permo-triasique" de base. De bas en haut, on observe :

1. des conglomérats rouge lie-de-vin à gros quartz blancs, à galets de grès rouges ou carmin, très micacés et des marnes rouge-carmin (15 m) ;
2. des grès en petits bancs nets, légèrement argileux (100 m) ;
3. des niveaux conglomératiques rouge-brique et des grès fins rouge-brique (20 m) ;
4. des grès rosés et blancs à stratification entrecroisée (20 m) ;
5. des grès rouges en plaquettes (15 m) ;
6. des dolomies sombres, massives, à patine grise (150 m au moins).

Notons tout de suite qu'aucune discordance, qu'aucun changement lithologique important ne s'observe dans la série gréseuse basale (niveaux (1) à (5)). Sur cette coupe, n'apparaît pas la base de la série. Mais, lorsqu'aucune ablation tectonique n'intervient, on observe, à la base des

grès rouges, des grès-quartzites verts assimilables avec doute, car sans preuve paléontologique, au Permo-Werfénien. Le Paléozoïque, plus ancien, lui, n'apparaît pas. Nous avons donc été amené, comme beaucoup en d'autres lieux, à attribuer la série gréseuse de base (1 à 5 + grès-quartzites verts) au Permo-Werfénien.

Mentionnons néanmoins qu'en 1962, F.Fernex signalait dans cette même zone de la Casa de la Carasquilla "avoir retrouvé le Paléozoïque de Malaga encore inconnu à l'Espuña". Nous n'avons pas pu le localiser.

C. Le Trias moyen

1. Problème de la limite Trias moyen-Trias inférieur

Etant donné l'absence totale de faune dans les termes gréseux du Trias inférieur, on ne peut fixer la limite inférieure du Muschelkalk qu'à l'apparition des faciès marins superposés aux faciès continentaux du Buntsandstein.

Une coupe relevée au col de la Bermeja (1150 m) (km 19,5 de la route principale de l'Espuña) apporte une complication au problème de la limite inférieure du Muschelkalk. Dans une série à pendage nord faible, on relève de bas en haut (fig. 10) :

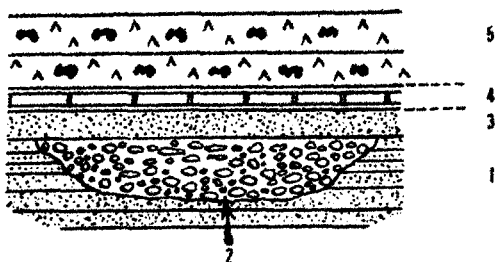


fig. 10 Le contact du Muschelkalk et du Trias inférieur au col de la Bermeja (unité du Morron de Totana)
1. Trias inférieur
2 à 5 . Muschelkalk

- 1 - une série de grès rouge-carmin, micacés, à stratification entrecroisée et d'argiles gréseuses de même teinte ;
- 2 - des conglomérats rouges (ravinant le niveau 1), formés essentiellement

de galets aplatis, de dolomies grises ou noires, de calcaires dolomitiques gris, de calcaires, à grain fin, gris, associés à quelques galets de quartz et de lydiennes noires (5 m environ) ;

3 - des grès rouges très semblables aux grès (1) (quelques mètres) ;

4 - des calcaires en plaquettes avec interlits argileux ocres (1 m) ;

5 - des dolomies noires en bancs puissants avec des silex ocres.

Cette succession que l'on retrouve partout où l'on rencontre les conglomérats (2) permet de souligner le caractère incertain des attributions d'âge basées sur les faciès.

En effet, la série (1), incontestablement continentale, est du Trias inférieur de faciès Buntsandstein. Les conglomérats (2), eux, remanient un matériel vraisemblablement rattachable au Trias moyen et quelques quartz et lydiennes paléozoïques. Ils appartiendraient donc peut-être déjà au Muschelkalk, de même que les grès (3) qui leur sont superposés.

La limite inférieure du Muschelkalk ne se situerait donc pas à la base des calcaires en plaquettes (4) mais plus bas, au sein des grès rattachés jusqu'à présent dans leur totalité au Trias inférieur.

Les conglomérats (2) sont le témoin de l'existence, en d'autres lieux, de dépôts calcaires du Trias moyen. On est donc amené à placer entre les grès (1) et (3) ou entre les grès (1) et les conglomérats (2), quand ils existent, une discontinuité stratigraphique.

Le Muschelkalk de l'unité du Morron de Totana débiterait donc par des conglomérats lenticulaires, remaniant des calcaires du Muschelkalk, des quartz et lydiennes primaires, suivis par quelques mètres de grès rouges, en tout point identiques à ceux du Trias inférieur. Viendraient ensuite les dépôts calcaires et dolomitiques typiques du Muschelkalk.

Ces conglomérats se cantonnent uniquement dans l'unité du Morron de Totana.

2. Constitution du Trias moyen de l'unité du Morron de Totana

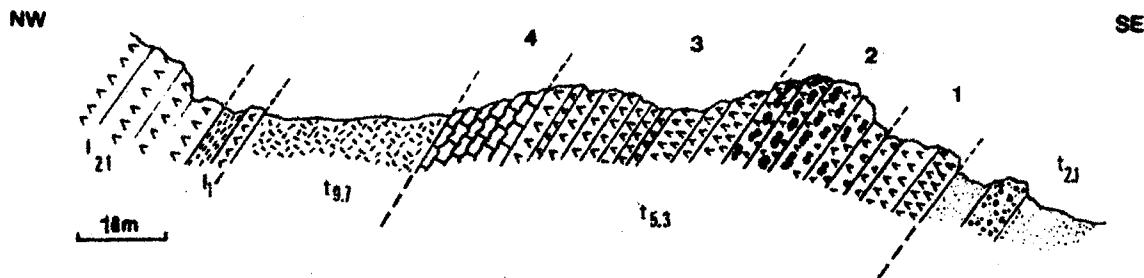


Fig. 11 Le trias de l'unité du Morron de Totana au niveau du sommet ESPUÑA. Légende dans le texte.

Une coupe continue s'observe au pied des Razos de la Carrasca à l'W du sommet Espuña (fig. 11). Elle débute dans les grès rouge-brique de base et se termine aux dolomies grises de l'Infralias. De bas en haut, on observe, superposés aux grès inférieurs du Trias inférieur ($t_{2.1}$) :

a) le Trias moyen ($t_{5.3}$) formé :

1. de dolomies en petits bancs nets et à interlits argileux suivis de dolomies en gros bancs à patine noire ;
2. de dolomies en gros bancs de 1 m d'épaisseur, à patine noire également ; mais contenant des lits de silex ocres, régulièrement alignés ;
3. de dolomies massives à patine noire et de dolomies noires à patine grise en bancs nets ;
4. de calcaires gris à vermiculations et à débris (bois flottés).

b) le Trias supérieur ($t_{9.7}$) :

ensemble marneux, à gypse, de couleur variable ;

c) le Lias ($l_{2.1}$ et l_1) :

dolomies argileuses ocre et argiles ocre (quelques mètres) suivies d'un ensemble massif de dolomies grises non litées.

On peut attribuer au Muschelkalk les niveaux (1) à (4), au Keuper les niveaux ($t_{9,7}$), au Rhétien de faciès méditerranéen le niveau (l_1) (Infralias) car sous forme de dolomies en petits bancs alternant avec des argiles verdâtres.

Le faciès du Muschelkalk de l'unité du Morron de Totana, bien que calcaire et dolomitique, ce qui est classique sur la transversale que nous étudions, est, dans le détail, différent de ceux rencontrés plus au S dans les unités inférieures.

On observe tout d'abord deux ensembles distincts :

1. des dolomies de base,
2. des niveaux calcaires à vermiculations passant progressivement aux marnes du Keuper.

Les dolomies de base sont massives, cristallines et à patine noire. A la base, elles contiennent des lits de silex. Ce faciès est celui d'un type de Muschelkalk rencontré dans la masse triasique subbétique (Trias de la Maison Forestière de Burete (fig 16) où l'on observe exactement la même succession : marnes gréseuses du Trias inférieur, calcaires en plaquettes, dolomies noires à silex, dolomies noires massives et calcaires à vermiculations.

En général, dans les autres unités du Bétique de Malaga de la Sierra de Espuña, les niveaux calcaires du Muschelkalk (calcaires à vermiculations) sont situés soit sous, soit au sein des dolomies ; dans l'unité du Morron de Totana, ils sont au sommet du Muschelkalk. Cette disposition est encore un caractère rappelant le Trias subbétique.

Une telle succession est vérifiable partout où affleure le Muschelkalk ; outre la coupe que nous avons décrite ci-dessus, il faut en citer une autre très claire qui, débutant au Camino del Medio, se termine au pied occidental de l'España, au niveau du groupe de maisons forestières.

d. Le Trias supérieur

P. Fallot (1945) a décrit une coupe détaillée, le long de la route forestière principale de l'España au niveau de k 14.

Sur des dolomies grises du Muschelkalk, reposent des calcaires en bancs nets à vermiculations ; viennent ensuite des marno-calcaires ocres ou vertes avec quelques niveaux à Lamellibranches indéterminables. Débute alors une série assez confuse quant au pendage, de marnes ocres, de cargneules, de dolomies ocres suivies de marnes colorées à gypse, typiques du Keuper.

Les marnes ocres à Lamellibranches posent un problème : s'agit-il d'un niveau vraiment aberrant du Keuper ? non, car dans le Subbétique, à l'E de Cehegin, faisant suite au Muschelkalk typique (calcaires massifs à vermiculations), on observe des calcaires à Algues (Photo 6 PL 9) plus ou moins marneux, alternant avec ces mêmes marnes ocres à débris de Lamellibranches progressivement aux marnes bigarrées du Keuper. Ce niveau de marnes à Lamellibranches constitue dans la série de l'unité du Morron de Totana un repère intéressant situé à la limite Muschelkalk-Keuper.

Nous avons vu que le Trias moyen de l'unité du Morron de Totana est essentiellement calcaire et dolomitique, spécifiquement marin. Le Trias supérieur, lui, à tendance marine à la base, est nettement lagunaire et formé essentiellement de marnes à gypse massif, sans apports détritiques gréseux.

Limite supérieure du Trias supérieur

- . Dans la partie orientale de la Sierra, au niveau du km 7,500

s'observe une coupe caractéristique des termes supérieurs du Trias.
De bas en haut, on observe (fig. 12) :

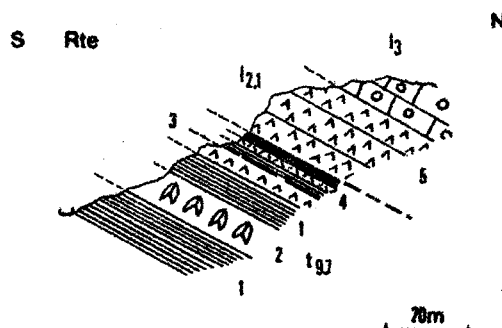


fig. 12 limite supérieure du
Trias de l'unité du
Morron de Totana
extrémité orientale de
la Sierra de Espuña

1. des marnes verdâtres très puissantes ;
2. inclus dans ces marnes, des niveaux de gypse (10 m) noirs et blancs ;
3. un niveau de dolomie grise caverneuse ;
4. des marnes blanchâtres avec quelques petits horizons de marnes bigarrées typiques du Keuper ;
5. des dolomies grises très puissantes de l'Infralias.

A la vue de cette coupe, on peut séparer deux ensembles :

1. un ensemble dolomitique supérieur que nous rattachons à l'Infralias ;
2. un ensemble marno-gypseux inférieur du Keuper avec dolomies, car-
gneules et filets de marnes rouges au sommet.

Le Keuper se présente donc, dans sa partie supérieure, sous la forme de marnes verdâtres auxquelles sont associées des masses assez importantes de gypse. Etant donné l'absence de faune, nous faisons débiter, comme partout d'ailleurs, le Lias à la base des dolomies grises.

e. Les formations dolomitiques des écaillés de l'Atalaya

Les dolomies qui succèdent aux grès du Trias inférieur

sont des dolomies cristallines à patine claire. Leur couleur s'oppose à celle des dolomies des unités inférieures, nettement plus sombres, presque noires (dolomies du Muschelkalk de l'unité du Morron Largo par exemple) et à celles que nous avons décrites au pied du Morron de Totana.

On serait tenté, sur le terrain, d'assimiler ces dolomies à l'Infralias mais elles renferment, en leur milieu, des niveaux calcaires, en petits bancs, typiques du Muschelkalk. La route de la Sierra traverse ces trois écailles de l'Atalaya et montre en effet, l'association constantes des niveaux calcaires de type Muschelkalk avec les dolomies grises. Au niveau de l'épingle à cheveux du km 22,8, la falaise occidentale de la route livre la coupe suivante : de bas en haut (fig.13), on relève :

- t_{2.1} des argiles gréseuses, rouge lie-de-vin, micacées ;
- t_{9.7} un banc fortement tectonisé de dolomie gris-clair (μ) ;
des marnes bigarrées rouges, vertes et ocre, fortement disloquées ;
- t_{5.3} des dolomies grises (un peu plus foncées que t_{9.7}, sans litage apparent admettant des calcaires dolomitiques, des argiles dolomitiques et des calcaires en plaquettes (50 cm à 1 m) (c).

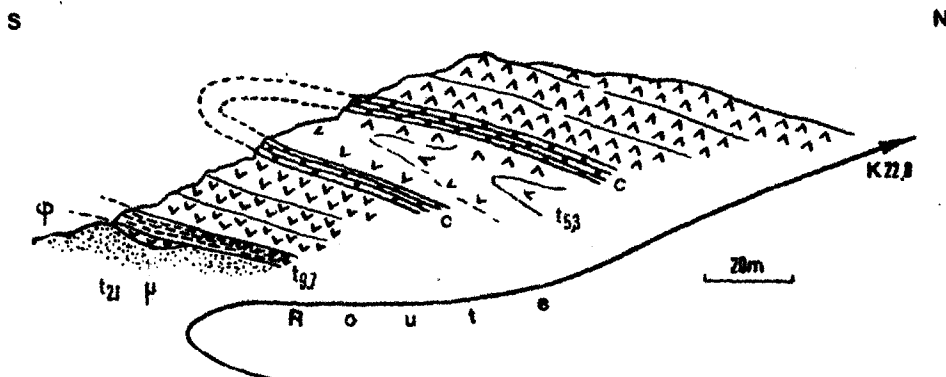


fig. 13 le Muschelkalk de l'imbrication inférieure triasique de l'unité du Morron de Totana au niveau du km 22, de la route forestière de la Sierra de Espuña. Légende dans le texte.

Cette coupe montre l'existence d'un pli couché vers le S et la présence au sein des dolomies grises ($t_{5,3}$) de niveaux (c) assimilables par leur faciès au Muschelkalk. Il arrive que la dolomitisation secondaire envahisse ces niveaux, en préservant parfois le litage.

L'on peut donc rattacher au Trias moyen les dolomies grises azoïques des écaïlles de l'Atalaya.

Le niveau marneux ($t_{9,7}$) en position renversée, montre des faciès type Keuper, non assimilables aux faciès du Werfénien. Associé à des dolomies gris-clair, il constituerait la couverture des dolomies du Muschelkalk ($t_{5,3}$). Ce pli couché vers le S, essentiellement dolomitique chevauche une série gréseuse rouge lie-de-vin werfénienne suivant un contact anormal plongeant vers le NW et jalonné par une mylonite dolomitique μ

f. Problème de l'existence du Trias supérieur dans les écaïlles de l'Atalaya

La complexité tectonique des écaïlles de l'Atalaya est telle dans le détail (la coupe de la figure en témoigne) que, sur quelques mètres, affleurent des séries gréseuses et marneuses rouge lie-de-vin du Werfénien, des dolomies du Muschelkalk et des argiles et dolomies gris-clair du Keuper. Malgré l'absence de marqueurs caractéristiques, la distinction entre Trias inférieur et Trias supérieur est aisée sur le terrain lorsqu'on a observé les teintes des différentes séries "rouges".

Voyons dans le détail la base de la coupe de la Garita, décrite précédemment (fig. 9).

Le Trias inférieur gréseux ($t_{2,1}$) de la série du Morron de Totana débute immédiatement au-dessus des niveaux de gypse ($t_{9,7}$). Quels sont les motifs d'une telle attribution ?

Reportons-nous donc à la coupe de détail de la fig. 14.

On observe de bas en haut :

- t_{5,3} des dolomies grises du Muschelkalk (unité supérieure de l'Atalaya) ;
 - (a. le toit des dolomies grises, altéré en poudre blanche dolomitique ;
 - (b. des grès assez grossiers blancs et rosés d'aspect terreux ;
- t_{9,7} (c. une série de grès bien lités, rouges à ocres ;
- (d. des marnes bigarrées supportant du gypse massif blanc et noir ;
- t_{2,1} un ensemble très épais de grès à passées conglomératiques du Trias inférieur de la série du Morron de Totana s.s

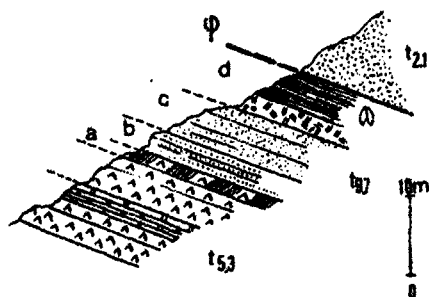


fig. 14 le Trias supérieur de l'imbrication triasique supérieure de l'unité du Morron de Totana

Il n'y a apparemment pas de discontinuité entre t_{5,3} et t_{9,7} a ; l'origine continentale des grès blancs et roses (t_{9,7} b) explique l'altération (t_{9,7} a) des dolomies (t_{5,3}) . De plus, le niveau (t_{9,7} d) est typique du Keuper. Néanmoins une certaine incertitude demeure.

Minéralogiquement, il est possible de distinguer Trias inférieur et Trias supérieur. F.Fernex, J.Lucas et R.de Sèze (1963) ont étudié les minéraux argileux que contiennent précisément ces deux niveaux. La distinction qu'ils ont obtenu semble systématique :

Sur une coupe identique à celle que nous avons étudiée ci-dessus, ces auteurs ont relevé la présence de plusieurs types de minéraux argileux : Le Keuper est caractérisé par la présence de Corrensite et d'Illite et par l'absence de Kaolinite. Le Muschelkalk, par contre, contient souvent de l'Illite seule, associée à de la Chlorite. Le Permo-Werfénien est moins bien

défini puisque l'on observe des associations variables d'Illite et Kaolinite et le groupement Illite-Chlorite.

g. Position des calcaires vermiculés du Muschelkalk et conclusions relatives aux dolomies des séries permo-triasiques de la Sierra de Espuña

Dans l'E des Cordillères bétiques, les auteurs sont unanimes à reconnaître la présence constante des niveaux de calcaires en plaquettes à vermiculations (dits à "Fucoïdes") (P.Fallot(1931) P.Fallot et M.Gignoux (1921-26), M. Schmidt (*) pour le Subbétique, Fernex (*) Copponex (*), Simon (*) pour les zones internes).

Ce type de Muschelkalk constitue, en effet, le seul horizon repère de la série calcaro-dolomitique triasique. On suppose que ces niveaux calcaires, dans les différentes unités, sont synchrones, hypothèse malheureusement non démontrée paléontologiquement.

Nous examinerons la composition de l'épisode calcaro-dolomitique dans les différentes unités permo-triasiques du versant sud de la Sierra de Espuña.

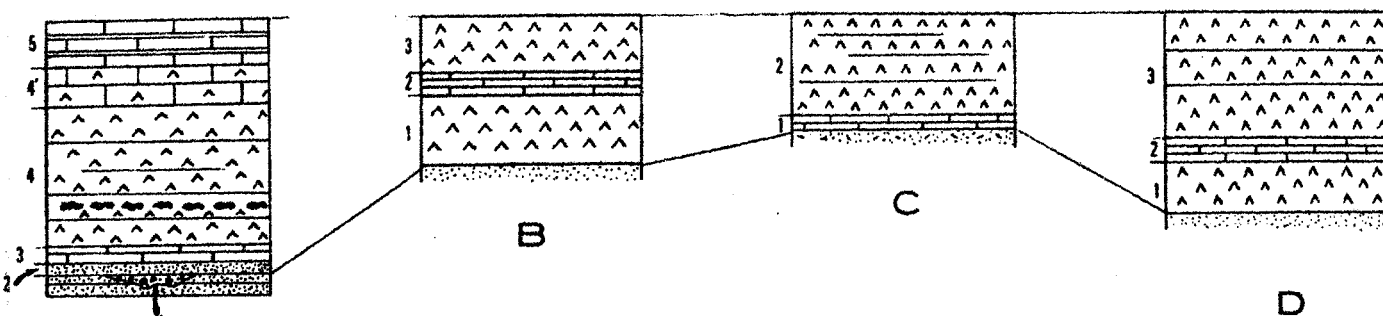


fig. 15 les différents types de Muschelkalk de la Sierra de Espuña

(*) voir bibliographie à ces auteurs.

1 - Unité du Morron de Totana (A fig. 15).

- série du Morron de Totana

Le Muschelkalk est constitué de bas en haut par :

1. des conglomérats essentiellement dolomitico-calcaires (?) ;
2. des grès rougeâtres (1 m) ;
3. des calcaires en plaquettes (1 m) ;
4. des dolomies noires (silex à la base) (50 m) passant au sommet à des calcaires dolomitiques ;
5. des calcaires à vermiculations.

On peut attribuer au Trias moyen la partie sommitale des grès rouges inférieurs (associée ou non à des conglomérats). Toute la série dolomitique est, ici, encadrée par du Muschelkalk calcaire typique (3 et 5).

- Ecailles de l'Atalaya (B fig. 15)

Nous avons vu que les dolomies de ces écailles révèlent un faciès particulier : elles ressemblent beaucoup aux dolomies grises de l'Infralias. Mais elles admettent toujours, vers le milieu de la série, des niveaux de calcaires (2) en plaquettes à interlits argileux (plus ou moins diagénétiques).

-La limite supérieure paraît claire. Les dolomies supportent pratiquement toujours une série à affinités Keuper. Nous conviendrons donc d'arrêter le Trias moyen au toit des dolomies.

-La limite inférieure est moins précise.

2 - Unité du Morron Largo (C fig. 15).

Les calcaires en plaquettes (1) du Muschelkalk se situent sous les

dolomies noires (2), elles-mêmes situées sous une série à affinités Keuper.

-Le Trias moyen peut débiter au niveau des calcaires en plaquettes et se prolonger jusqu'au sommet de la série dolomitique.

3-Unité de la Santa (D fig. 15)

Cette unité, sous-jacente à celle du Morron Largo, présente des complications tectoniques troublant la disposition des nouveaux repères du Muschelkalk. Au niveau du km 7 de la route d'Aledo à Totana, les calcaires à vermiculations et à Myophoria sont immédiatement situés sous la série gréseuse inférieure chevauchante de l'unité du Morron Largo (fig. p.). Nous examinerons ce dispositif dans l'étude structurale. Là où la série dolomitique est ordonnée, au niveau du km 5,5, par exemple, on relève de bas en haut la coupe suivante ; sur la série gréseuse rouge lie-de-vin inférieure du Trias inférieur reposent :

1. un horizon inférieur de dolomies ;
2. des calcaires en plaquettes, à vermiculations typiques du Muschelkalk ;
3. une série puissante de dolomies à patine noire ;

Viennent ensuite des marnes ocres et blanches du Keuper.

Les faciès typiques du Muschelkalk (calcaires à vermiculations apparaissent donc, dans l'unité de la Santa, dans la partie inférieure de la masse dolomitique.

En conclusion, le synchronisme des horizons de calcaires à vermiculations ne peut être affirmé, faute de données paléontologiques.

Il paraît vraisemblable que ces niveaux possèdent des positions stratigraphiques différentes dans chacune des unités. De plus, il est courant que ces calcaires aient été dolomitisés. Dans ce cas, ils ont néanmoins conservé leur litage primitif très caractéristique.

En résumé, les faciès de calcaires à vermiculations paraissent se situer :

- . à la partie inférieure du Muschelkalk dans les unités basales
- . à la partie supérieure du Muschelkalk dans l'unité du Morron de Totana.

h. Conclusions

La composition de la série "permo-triasique", de l'unité du Morron de Totana est donc la suivante, de haut en bas :

Trias supérieur	(marnes bigarrées à gypse (quelques mètres)
marno-gypseux	(marnes verdâtres à gypse
	(cargneules, dolomies et marnes ocres
Trias moyen	(calcaires massifs en bancs nets à ver-
calcaire	(miculations
	(dolomies noires
	calcaires en plaquettes
	grès rouges et conglomérats)
	calcaro-dolomitiques) quelques mètres
Trias inférieur	(
greseux	(présence très probable de gypse au sommet
	(cargneules et dolomies
	(marnes gréseuses et grès rouge-brique
	(à passées grossières conglomératiques
Permo-Werfénien	(
	(grès-quartzites verts, grès rouge lie-
	(de-vin
	(conglomérats à quartz blancs et lydiennes

D. CORRELATIONS DES SERIES PERMO-TRIASIQUES DU BETIQUE DE L'ESPANA (Nappe de Malaga)

A. Le Trias inférieur

Le Trias inférieur est uniformément gréseux dans toutes les unités.

La nature continentale du Trias inférieur est indubitable. Torrentielle, elle l'est peut-être, étant donné la discontinuité des niveaux conglomératiques et la présence de nombreuses stratifications entrecroisées.

Vers le sommet de ce Trias inférieur, le caractère gréseux paraît s'atténuer avec l'apparition des marnes. Mais, notons-le, le gypse s'observe rarement mais des roches de type cargneule l'annoncent toujours.

Dans le domaine du Bétique de Malaga, le Trias inférieur continental se révèle être, pour toutes les unités, du type BUNTSANDSTEIN avec tendance aux faciès lagunaires au sommet.

Sur le plan pétrographique, on ne peut être que frappé par l'évolution du S vers le N de la teinte du Trias inférieur. Elle passe de lie-de-vin, dans les unités inférieures, à rouge-brique dans l'unité du Morron de Totana avec toutes les teintes intermédiaires. Doit-on voir dans cette évolution une variation continue des conditions de sédimentation du S vers le N (température, végétation) : probablement.

Dès le Trias inférieur, les séries triasiques de la Sierra de Espuña sont intimement liées entre elles et paraissent se situer dans une succession relative identique à celle qu'elles devaient occuper originellement.

B. Le Trias moyen

Sur un plan général, le Trias moyen de toutes les unités du Bétique de l'España est uniformément dolomitique et calcaire. Le Muschelkalk calcaire typique, occupe des positions variables, par rapport aux dolomies.

Sur le plan purement petrographique, les dolomies sous-jacentes aux calcaires à vermiculations de l'unité du Morron de Totana ne sont pas équivalentes aux dolomies superposées aux calcaires des unités de base de la Sierra de Espuña. Les premières sont, en effet, des dolomies noires bien litées, avec niveaux de silex, différentes des dolomies massives de l'unité du Morron Largo par exemple, ou de celles de l'unité de la Santa ou de Yechar. On est néanmoins conduit à considérer les dolomies des différentes unités comme appartenant au Muschelkalk. Ceci a pour conséquence de placer des calcaires à vermiculations à des niveaux différents au sein des dolomies.

C. Le Trias supérieur

Le Keuper se trouve très développé dans l'unité du Morron de Totana sous des faciès à affinités nettement "germaniques". Sur les dolomies de l'unité du Morron Largo, apparaissent également quelques mètres de marnes à gypse et de cargneules. Il est très probable qu'il s'agisse là de Keuper.

Partout ailleurs, dans chaque unité, le toit des dolomies du Muschelkalk et du Trias supérieur p.p est altéré et supporte une série gréseuse, argileuse et dolomitique peu épaisse rattachable au Keuper.

E. CORRELATIONS ENTRE LE PERMO-TRIAS DU BETIQUE DE MALAGA ET CELUI DES ALPUJARRIDES.

1. la série gréseuse basale des unités de la Santa et de Yechar et celle de l'unité de los Molinos, alpujarride, sont très semblables ; ce sont des grès et des marnes gréseuses rouge lie-de-vin. La seule différence est que la série alpujarride a subi les effets d'un léger métamorphisme. En effet, les argiles gréseuses et les grès qu'il convient de rattacher au Werfénien sont injectés de quartz blanc. Il faut souligner la parenté des teintes (rouge foncé) des séries gréseuses de ces différentes unités ;

2. Le Muschelkalk paraît identique à lui-même dans les deux zones : il est

sous forme de calcaires lités en bancs nets à vermiculations ;

3. Les dolomies bleu-sombre alpujarrides peuvent être rattachées au Trias moyen et supérieur, les dolomies gris-noir des unités immédiatement supérieures vraisemblablement au Trias moyen. Remarquons simplement que ces dernières à patine noire, sont beaucoup plus cavernueuses que celles de l'unité alpujarride, dont la structure est beaucoup plus fine et compacte.

4. Le toit des dolomies des unités inférieures du Bétique de Malaga, est fortement altéré et suivi d'une série réduite, marno-gréseuse, parfois gypsifère, attribuable au Keuper.

Conclusions

La liaison étroite du domaine bétique de Malaga et du domaine alpujarride est très vraisemblable sur le plan des faciès pétrographiques.

F. CORRELATIONS ENTRE LE PERMO-TRIAS DES UNITES DE LA SIERRA DE ESPUÑA ET CELUI DES UNITES DEFINIES DANS LA REGION DE LORCA

Les unités de la Sierra de Espuña se poursuivent de manière remarquable vers l'W dans la région de Lorca, étudiée dans le plus grand détail par F. Fernex (1962a et b, 1963 a et b). On ne peut cependant pas affirmer que chaque unité que nous avons définie dans la Sierra de Espuña se retrouve identique à elle-même sur des dizaines de kilomètres. En effet, les mouvements tangentiels, qui ont donné certaines des superpositions actuelles, sont d'ordre secondaire, et les accidents qui les séparent s'amortissent très vite (par exemple, les trois écailles de l'Atalaya, voir plus haut).

Néanmoins, dans les subdivisions établies à l'heure actuelle, on peut faire la liaison entre les séries de la région de la Fuensanta de Lorca (sous-unités de Morocos-Olivares, Cimbres et Fuensanta) avec celle de l'unité du Morron de Totana : même Permo-Trias, riche en conglomérats

bruns, rouge-brique ou rouge-orange, même ensemble de dolomies. Notons que F. Fernex signale des marnes à gypse au sommet de la série gréseuse du Trias inférieur.

. Le "Permo-Trias" des unités inférieures de la Sierra de Espuña se rapproche beaucoup de celui de l'unité de la Peña Rubia de Lorca : même teinte rouge-sombre et même intercalations de conglomérats à quartz blancs.

. L'unité alpujarride de los Molinos se rattache plutôt à l'ensemble alpujarride de la Sierra Tercia située entre la Sierra de Espuña et Lorca : même série phylliteuse, mêmes schistes quartzitiques et quartzites permo-werfénien, même Werfénien gréseux et quartzitique (mais comportant du gypse), même Trias moyen et supérieur calcaro-dolomitique.

On peut donc affirmer que les différentes séries du "Permo-Trias" du Bétique de Malaga et des Alpujarrides s'étendent actuellement vers l'W identiques à elles-mêmes au moins jusqu'à Lorca.

5. LE TRIAS DE LA ZONE SUBBETIQUE

A. EXTENSION DU TRIAS

De Caravaca à Cieza, le Trias subbétique repose en contact anormal soit sur la série intermédiaire de la Puerta (de Caravaca à Calasparra) soit sur le Prébétique s.s. (de Calasparra à Cieza). La puissance et l'extension du Trias entre le front de chevauchement au N et les premiers reliefs subbétiques au S sont considérables. Encore plus au S, il se retrouve à la base de toutes les unités subbétiques charriées. Le développement particulièrement important des séries triasiques à l'E de Cehgin avait d'ailleurs incité R. Staub à en faire une nappe indépendante, résultat d'une extravasation causée par l'arrivée massive des nappes subbétiques méridionales. Il faut noter dès à présent que, malgré de nombreuses disharmonies

et décollements locaux, la couverture sédimentaire secondaire et tertiaire paraît faire suite normalement au Trias.

Malgré l'intense tectonisation du Trias, la succession des différents niveaux, presque toujours azoïques, a pu être établie dans l'ensemble des affleurements triasiques.

B. HISTORIQUE

Le Trias subbétique, étudié dans le plus grand détail par M. Schmidt et P. Fallot (*), soulève d'importants problèmes stratigraphiques étant donné l'abondance des niveaux plastiques fortement disloqués par la tectonique et l'absence quasi constante de faune. Les seuls niveaux fossilifères (calcaires à Myophoria kiliani) se rencontrent près de Cehegin.

Jusqu'en 1930, on admettait généralement que le Trias subbétique était formé de Muschelkalk calcaire et dolomitique suivi de Keuper marnogypseux. Mais on avait constaté, depuis les premières recherches sur le Subbétique, que le Muschelkalk était souvent isolé dans une masse marnogypseuse. Certains auteurs comme R. Douvillé (1906) supposaient donc que le faciès "Keuper" apparaissait avant le Muschelkalk. P. Fallot lui-même (1930) écrivait "Je souscris à la superposition du Muschelkalk aux marnes à gypse....".

M. Schmidt fut le premier à tenter d'établir une stratigraphie nouvelle du Trias de toute l'Espagne. Cet auteur distingue, de manière générale, dans le NE de l'Espagne, aux Baléares et dans le Subbétique, de bas en haut :

1. le Werfénien : grès bigarrés à Equisetum suivis de marnes rouges et vertes à gypse jadis attribuées au Keuper ;
 2. le Virglorien : calcaires à Mentzelia mentzeli (calcaires à vermiculations) ;
 3. le Ladinien : calcaires lités à Myophoria goldfussi et dolomies.
 4. le Keuper (Carnien-Norien) : représenté par des marnes bariolés à gypse
- (*) voir bibliographie à ces auteurs

4. le Keuper (Carnien-Norien) : représenté par des marnes bariolées à gypse beaucoup moins importantes que celles du Werfénien. Elles seraient caractérisées par la présence de cargneules. Le faciès Keuper peut néanmoins être très puissant par place.

Dès 1945, P. Fallot adopte les divisions suivantes, de bas en haut :

1. Le Werfénien : argiles gypsifères à intercalations lacustres, marnes irisées avec sel et niveaux gréseux de puissance variable ;
2. Virglorien-Ladinien : dolomie vacuolaire, calcaire dolomitique, calcaire à Daonella lommeli, calcaires à "Fucoïdes", calcaires à Myophoria kiliani.
3. Carnien : marnes et argiles irisées à gypse ;
4. Norien : cargneules d'âge indéterminé (peut-être déjà Rhétien ?).

Etant donné l'importance des relations à établir entre les séries triasiques des différents domaines des Cordillères bétiques, il convenait d'établir le plus précisément possible la stratigraphie du Trias subbétique bien qu'il soit fortement disloqué par la tectonique des nappes.

C. TRIAS SITUE AU N DE LA ROUTE CARAVACA-MURCIE

Nous examinerons le contenu de l'ensemble triasique qui se développe surtout au N de cette route :

1. Trias situé au niveau de los Ruedos

Au N du massif de Burete, s'étend un vaste pays triasique fortement tectonisé mais où les trois ensembles du Trias sont représentés.

La coupe débute au S de la maison forestière de Burete, au niveau de la cote 684, pour se terminer au N du massif de los Ruedos (fig. 16)

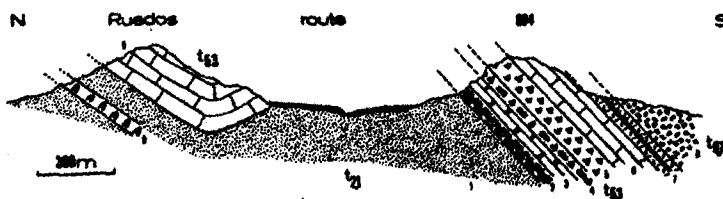


fig. 16 - coupe du Trias subbétique dans le massif de los Ruedos -

- $t_{2.1}$: Trias inférieur avec 1 : grès et marnes gréseuses rouges ; g : niveau de gypse massif blanc et noir ; 2 : niveau gypsifère argileux .
- $t_{5.3}$: Muschelkalk avec 3 : dolomies noires ; 4 : dolomies noires à silex ; 5 : dolomies noires à patine grise ; 6 : calcaires à vermiculations ; 7 : calcaires et marnes ocres ; 8 : calcaires compacts noirs ;
- $t_{9.7}$: Trias supérieur : marnes bigarrées à gypse, cargneules et dolomies.

Sur le massif dolomitique et calcaire ($t_{5.3}$) de la cote 684, s'appuie un ensemble puissant ($t_{9.7}$) d'argiles vertes, blanchâtres et bigarrées avec bancs de cargneules et de dolomies. Ces niveaux gypseux s'enfoncent sous les massifs subbétiques charriés des Sierras de Quipar et de Burete. Il s'agit du faciès typique du Keuper. Sous la barre calcaro-dolomitique apparaissent des faciès marno-gréseux, d'un rouge beaucoup plus foncé que celui du Keuper (nous rencontrons cette teinte couramment dans le Trias inférieur des unités malagaises). Il s'agit de Trias inférieur.

La dépression que traverse la route Caravaca-Murcie correspond à une zone anticlinale car on retrouve au N, au niveau de los Lobos, la série du Muschelkalk.

Cette zone permet donc de distinguer les ensembles suivants :

1. Le Trias inférieur : il est essentiellement gréseux avec un niveau de gypse interstratifié vers le sommet ;
2. Le Trias moyen : il débute par des dolomies sombres, suivies de niveaux calcaires à taches jaunes et à vermiculations.
3. Le Trias supérieur : essentiellement marneux, il est formé d'un ensemble de marnes bigarrées à gypse, de cargneules et de dolomies.

2. Evolution de la série triasique de los Ruedos vers l'W

La série triasique est ployée, vers le NW, en un vaste pli couché dont le flanc normal est formé par les horizons de los Ruedos décrits ci-dessus et dont le flanc totalement renverse se développe du Barranco

de Burete jusqu'au Rio Quipar. La voie ferrée partant du viaduc sur la Rio de Burete recoupe de manière continue le flanc inverse : on relève les trois termes mis en évidence précédemment :

1. Le Trias inférieur : ce sont des argiles gréseuses, des grès rouges, blancs ou verts admettant au sommet un niveau de gypse stratiforme.
2. Le Trias moyen : il est considérablement étiré et réduit, du Viaduc de Burete, à quelques mètres de calcaires noirs très tectonisés.
3. Le Trias supérieur : une masse très importante de marnes bigarrées à gypse, cargneules et dolomies, apparemment sans aucun quartz détritique, termine la série triasique.

3. Trias situé au N de Cehegin

1°) Zone des Cabezos de la Fuente Capel

En partant du village de Cehegin et en empruntant la route de la rive droite du Rio Argos, on accède, après 5 à 6 km, à une zone fortement dénudée, triasique, limitée à l'W par la route.

La zone des mines (abandonnées) des Cabezos de las Fuentes permet l'observation d'une série ordonnée du Trias.

De bas en haut, on observe : (fig. 17)

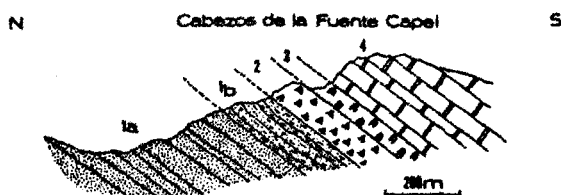


fig. 17 - Le Trias des Cabezos de la Fuente Capel : N de Cehegin
1a et 1b, 2 et 3 : Trias inférieur
4 : Muschelkalk

1a. une épaisse série de marnes gréseuses rouge lie-de-vin, de grès rouges très micacés ainsi que de niveaux de grès verts en plaquettes. Ces horizons

sont typiques du Werfénien ;

- 1^b des grès argileux et des argiles gréseuses à gypse ;
2. 30 à 40 m de dolomies massives sombres à patine brune ;
3. 15 à 20 m de gypse stratiforme noir et blanc ;
4. des calcaires noirs, par places fortement minéralisés au contact de dolérites.

2°) Zone de los Cabezos de Juan Gonzales

La zone triasique des Cabzzos de la Fuente Capel se prolonge largement vers le N. Le Trias garde un ordre stratigraphique remarquable bien qu'affecté de plis à grand rayon de courbure dont la direction est apparemment aberrante. L'anticlinal de los Lobos relayant le synclinal de Juan Gonzales à l'E est pratiquement Nord-Sud. On distingue les quatre niveaux suivants, de bas en haut : (fig. 18)

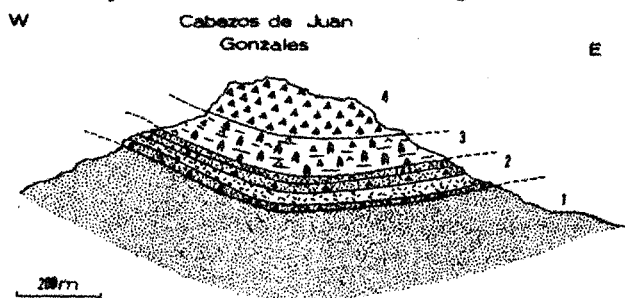


fig. 18 -Trias des Cabezos de Juan Gonzales

N de Cehegin

- 1, 2 et 3 : Trias inférieur
4. Muschelkalk

1. une masse inférieure très épaisse de grès rouges et verts et d'argiles gréseuses rouge foncé ;
2. une série plus argileuse comportant des grès micacés dolomitiques, vacuolaires avec de nombreux quartz bipyramidés, des argiles gréseuses rouges, des cargneules typiques et des dolomies vacuolaires.
3. une masse de gypse importante, accompagnée de marnes ocre et rouges, de cargneules et de dolomies ;
4. des dolomies grises bréchiques et vacuolaires au faciès nettement différent de celui des dolomies du Lias inférieur subbétique.

4. Conclusions partielles

De ces différentes coupes, effectuées là où la tectonique n'est apparemment pas venu troubler l'ordre des superpositions, il ressort que le Trias est continûment azoïque mais formé de trois ensembles lithologiques bien distincts :

1. un ensemble inférieur ou Buntsandstein formé de grès micacés et d'argiles gréseuses, d'un rouge très soutenu, proche parfois du rouge lie-de-vin. Dans cette série, apparaissent des grès-quartzites verts en plaquettes, typiques, en d'autres lieux, du Permo-Werfénien. Il n'est pas, en effet, exclu que la base de cette série gréseuse appartienne encore au Permien. Le sommet de cette série basale est nettement plus argileux et voit l'apparition de gypse avec son cortège habituel de cargneules et de dolomies;
2. un ensemble calcaro-dolomitique ou Muschelkalk débutant très souvent par des dolomies sombres (à silex ou non) suivies d'un ensemble de calcaires noirs où le faciès à vermiculations est très courant;
3. un troisième ensemble marno-gypseux, ou Keuper, caractérisé par l'absence quasi-totale de niveaux détritiques quartzeux et formé d'argiles bigarrées à gypse, de cargneules, de dolomies et de dolérites.

Les affleurements triasiques ne sont pas limités aux zones que nous venons d'étudier. Dans le Subbétique charrié, le Trias se trouve continûment à la base des unités tectoniques. Nous étudierons rapidement les zones d'affleurement les plus larges.

D. TRIAS AU S ET A L'E DE CALASPARRA

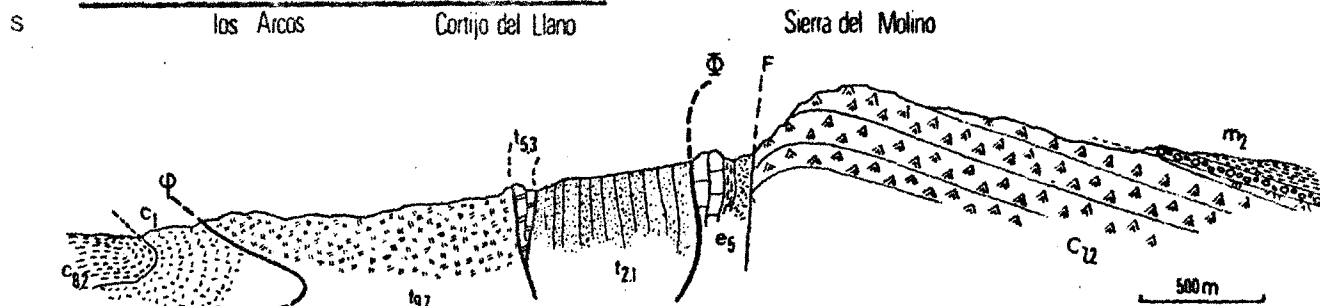


fig. 19 Le Trias frontal du Subbétique, au S de la Sierra del Molino, E de Calasparra - légende dans le texte -

Au S de la Sierra del Molino, le Trias frontal du Subbétique, en position redressée et renversée, affleure largement. (fig. 19)

Deux séries s'affrontent. Il n'est pas douteux qu'elles soient séparées par des contacts anormaux car entre les grès ($t_{2.1}$) et les marnes à gypse supérieures ($t_{9.7}$) apparaissent parfois des lambeaux de calcaires noirs ($t_{5.3}$) traduisant l'existence d'un Muschelkalk considérablement étiré. Les argiles gréseuses et les grès ($t_{2.1}$), directement au contact du Prébétique, paraissent par leur faciès détritique quartzeux se rattacher au Trias inférieur. Le Trias situé à l'E de Calasparra et du Pantano de Quipar est par contre uniquement formé de marnes à gypse traversées par de nombreux massifs de dolérite. Il s'agit là très vraisemblablement de Keuper.

E. TRIAS DE LA REGION A L'W DE CEHEGIN: MASSIF DE LAS ATALAYAS

Cette région, limitée à l'W par la route Caravaca-Calasparra, au S par celle de Caravaca-Murcie et à l'E par le massif de los Ruedos, est capitale quant à l'étude du Trias car elle fournit les seuls niveaux fossilifères connus dans le Muschelkalk (M.Schmidt (*), P.Fallot (1945)).

A l'W de Cehegin et du Rio Argos, s'élèvent quelques buttes calcaires ne dépassant pas au S la route Caravaca-Calasparra. Des calcaires bleus à vermiculations et des dolomies fortement minéralisées paraissent encadrés par des marnes bigarrées à gypse. Nous examinerons dans l'étude tectonique la structure de cette région. Au pied de la cote 604, la série calcaire apparaît nettement. Les dolomies inférieures sont, à cet endroit, en grande partie disparues tectoniquement. Des calcaires bleu-noir à taches jaunes sont suivis de calcaires en plaquettes à Myophoria kiliani puis de calcaires à Placunopsis teruelensis Torn. (P.Fallot 1945), et de calcaires à vermiculations et interlits marneux riches en Lamellibranches (Chlamys (Velata) cf. alberti Gold).

(*) voir bibliographie à cet auteur

A l'E de Cehégin, sur le chemin de la Casa de Canada Calvo, le Muschelkalk fournit des niveaux semblables à Lamellibranches.

Sur les calcaires typiques de ce Muschelkalk viennent des calcaires en petits bancs nets à Algues et interlits marneux.

F. LE TRIAS, SOUBASSEMENT DES DIFFÉRENTES UNITÉS SUBBÉTIQUES (entre la route Caravaca-Murcie et la Sierra de Ponce).

Sur le plan purement stratigraphique, l'étude du Trias devient de plus en plus ardue au sein du domaine subbétique, car les affleurements triasiques sont beaucoup plus réduits (sauf dans la région de La Paca).

Le Trias apparaît seulement soit à la faveur de contacts anormaux séparant deux unités superposées soit entre deux unités non juxtaposées. L'état de tectonisation est intense. Il s'agit de marnes irisées à gypse, à cargneules et dolomies. Ces dolomies triasiques se localisent d'ailleurs toujours au niveau même des contacts anormaux.

Peu de phénomènes diapiriques affectent le Trias mais là où il affleure, on peut affirmer que des mouvements réduits liés au sel se superposent encore actuellement aux mouvements dus à la tectonique tangentielle.

Seul, le Trias situé entre la Sierra de Quipar et celle de Burete revêt une certaine importance. Au SE de Cehégin, en effet, un puissant complexe de marnes irisées à gypse forme la base commune des unités situées

de part et d'autre de la vallée de Burete. On retrouve de manière continue le Muschelkalk, souvent encadré par des marnes irisées à gypse. Il est difficile d'attribuer ces marnes au Keuper plutôt qu'au sommet du Buntsandstein. Mais il semble que dans son ensemble la basse vallée du Rio Burete soit constituée de Keuper, étant donné l'abondance de cargneules et de dolérites et l'absence de niveaux franchement détritiques.

L'enseignement que l'on doit tirer du Trias est essentiellement d'ordre tectonique. Le Trias marno-gypseux, type Keuper, jalonne toujours les contacts anormaux. La liaison entre ce Trias fortement disloqué et la série mésozoïque sus-jacente est douteuse mais on constate que, sur les affleurements de marnes du Trias supérieur, viennent les dolomies grises de l'Infralias. Il n'y a donc pas de raison pour que l'on place systématiquement un contact anormal majeur entre le Keuper et le Lias basal.

G. LE TRIAS DU S DU SUBBETIQUE (UNITE DE LA SIERRA DE PONCE)

Le Trias de la Sierra de Ponce est géographiquement le Trias le plus proche du Bétique de la Sierra de Espuña.

La Sierra de Ponce se présente comme un grand pli couché d'axe nord-sud et dont le flanc oriental est renversé et parfois cisailé. Au coeur de l'anticlinal couché de Ponce apparaît le Trias. Il offre des complications de détail mises en évidence par l'entaille del Madroño. Chaque contact anormal secondaire est jalonné de marnes bigarrées à gypse du Keuper.

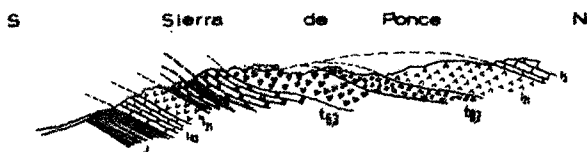


fig. 20 - coupe de la Sierra de Ponce, affleurements triasiques
t_{5.3} : calcaires et dolomies du Muschelkalk ; t_{9.7} : marnes bigarrées à gypse du Keuper ; l_{2.1} : dolomies grises, base du Jurassique ;
13 et 14.3 : calcaires liasiques ; J : marnes et marno-calcaires de l'Aalénien-Dogger.

Le flanc sud de la Sierra de Ponce, dominant la vallée del Madroño, offre une coupe excellente de ce Trias (fig. 20). On observe de bas en haut :

1. un ensemble puissant de dolomies sombres fortement minéralisées (exploitations anciennes de plomb) ($t_{5,3}$) ;
2. des calcaires en bancs nets et à vermiculations du Muschelkalk ($t_{5,3}$) ;
3. des marnes irisées à gypse, des cargneules et des dolomies du Keuper ($t_{9,7}$) ;
4. des dolomies grises inséparables des dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ($l_{2,1}$) ;

Le Trias de la Sierra Ponce, élément le plus méridional du Subbétique, paraît donc constitué de haut en bas par :

des marnes irisées à gypse	Keuper
des calcaires compacts et à)
vermiculations)
) MUSCHELKALK
des dolomies puissantes, sombres)
et <u>minéralisées</u>)

Le Trias inférieur ne nous est pas apparu.

H. ROCHES ERUPTIVES DUTRIAS

Seul le Subbétique de la zone étudiée révèle des roches éruptives dans le Trias. P. Fallot (1945, p. 570 et suivantes) souligne l'abondance des émissions ophitiques dans le Trias de la Province de Murcie.

Lors de la cartographie de la nappe subbétique, nous avons pu relever d'innombrables affleurements de roches éruptives sombres que P. Fallot qualifie "d'essentiellement ophitiques".

Dans la zone du Pantano de Quipar, les ophites sont localisées dans les marnes à gypse du Keuper.

Dans la vaste zone située au NE de Cehegin, elles affleurent indifféremment dans les différents niveaux du Trias. Elles sont d'ailleurs directement en relation avec les minéralisations de magnétite des dolomies du Muschelkalk.

Ces minéralisations très abondantes ont été activement exploitées et le district minier de Cehegin fut très florissant au siècle dernier. Malgré la volumineuse documentation réunie par Cesar Rubio sur les exploitations de cette zone, il n'a pas été possible de définir la géométrie profonde des massifs de dolérites.

Dans la majorité des cas, les dolerites sont emballées dans des paquets de Trias très tectonisé et leurs relations avec les roches encaissantes sont toujours de nature tectonique.

Bien que les auteurs aient hésité sur l'âge de ces émissions, (C. Rubi. les situait au Miocène supérieur, Viennot au cours du Lias) il ne semble pas que l'on puisse mettre en doute l'âge triasique des dolérites. Comme le précise P. Fallot, le Lias basal n'est jamais atteint par ces émissions. Etant donné leur présence à la fois dans le Trias inférieur, moyen et supérieur, on peut supposer que les émissions sont intra-triasiques.

Le seul problème qui subsiste est la nature holocristalline homogène des dolérites phitiques de la Province de Murcie.

I ESSAI DE SYNTHÈSE DU TRIAS SUBBETIQUE

Synthèse stratigraphique

La grande rareté des niveaux fossilifères dans les séries triasiques donne obligatoirement à tout essai de synthèse stratigraphique un caractère aléatoire. Seuls, certains niveaux du Muschelkalk ont fourni une faune précise. De plus, ils peuvent être, par leur seul faciès, repérés aisément sur le terrain.

Néanmoins, l'opposition nette des faciès permet au moins d'utiliser les qualificatifs généralement attribués aux faciès du Trias de type germanique : Keuper, Muschelkalk et Buntsandstein. Sur le méridien de Calasparra, on peut hypothétiquement et synthétiquement distinguer les niveaux suivants de bas en haut :

BUNTSANDSTEIN

1. un ensemble de grès bigarres et de grès-quartzites verts en bancs nets, admettant vers le sommet des passées de marnes rouge-foncé à gypse. Le caractère marneux s'accroît vers le sommet. Il s'agit du Werfénien.
2. un ensemble dolomitique et gypsifère paraissant discontinu. En effet, ces niveaux ne sont pas toujours mis en évidence (faut-il voir là un effet de la tectonique ?) Quand cet ensemble n'apparaît pas, on peut observer, par places, un passage progressif des faciès marnogreseux(1) aux faciès calcaires(2) par une alternance de calcaires plus ou moins marneux et de marnes ocre. Les gypses de cet ensemble sont puissants, stratifiés et de couleur blanche et noire ;

MUSCHELKALK

- (3. un ensemble de calcaires noirs associés de manière
(constante à des niveaux de calcaires à vermiculations
((appelés improprement à "Fucoïdes"). Ce sont les hori-
(zons supérieurs qui fournissent la faune à Placunopsis
(teruelensis et Myophoria kiliani. Il faut noter éga-
(lement la présence discontinue de dolomies vers la
(base de cette série calcaire ;

KEUPER

4. des niveaux de plus en plus marneux : calcaires et marnes ;
- (5. un ensemble puissant de marnes, irisées à gypse, car-
(gneules et dolomies.

J. CORRELATIONS ENTRE LE TRIAS SUBBETIQUE ET LE TRIAS DU BETIQUE DE MALAGA
(fig. 21)

Nous comparerons les séries triasiques de l'ensemble permotriasique malagais qui appartenant aux unités du Morron de Totana, de Prat Mayor

et de Perona d'une part et celles du Subbétique d'autre part. La similitude est frappante et, mises à part certaines différences de détail que nous citerons plus loin, chaque niveau se retrouve identique à lui-même dans les deux domaines. Cette grande similitude entre les Trias subbétique et malagais accentue leur dissemblance avec les séries alpujarrides qui montrent un Trias moyen et supérieur uniformément marin (calcaires et dolomies).

1 : Trias inférieur : il s'agit d'un même ensemble de grès, rouge foncé ou verts, d'argiles gréseuses et de grès-quartzites verts. La seule différence se situe dans le Trias malagais où l'on trouve des niveaux conglomératiques grossiers.

Dans les deux domaines, le sommet du Trias inférieur est plus marneux et présente des niveaux à gypse, quoique toujours fortement gréseux.

2. Trias moyen : certaines coupes effectuées dans le Trias subbétique (coupe de la cote 684 au S de los Ruedos) et dans le Trias malagais situé au pied du Morron de Totana (non loin du col de la Bermeja) sont absolument identiques et certaines caractéristiques du Muschelkalk malagais, (et alpujarride), telles que les dolomies noires à silex, se retrouvent dans le Trias moyen subbétique.

3. Trias supérieur : dans les deux domaines, le Keuper est sous forme de marnes à gypse, de cargneules et de dolomies. L'absence de séries gréseuses caractérise aussi bien le Keuper malagais que celui du Subbétique.

Une seule différence de faciès : dans le Bétique de Malaga, le Keuper est essentiellement sous forme de marnes verdâtres à gypse blanc et noir alors que dans le Subbétique, il est essentiellement rouge. En outre nous n'avons pas observé de dolérites dans la Sierra de Espuña.

En conclusion, le Trias malagais présente des analogies suffisamment importantes avec celui du Subbétique pour pouvoir envisager un lien étroit entre les deux bassins de sédimentation. La zone du Bétique de Malaga pouvait constituer l'évolution méridionale de la vaste aire de sédimentation du Trias subbétique et prébetique.

fig. 22 colonnes stratigraphiques synthétiques du Trias

Essai de corrélation

Colonne A : Trias subbétique : partie septentrionale de la nappe :

1. grès et marnes gréseuses rouges du Trias inférieur ; tendance argileuse au sommet.

remarque : on peut inclure dans le Trias inférieur les niveaux lagunaires

2a (base) figurés hypothétiquement à la base du Muschelkalk.

2a : dolomies avec un niveau important de gypse massif vers la base

2b : masse de calcaires noirs compacts ou à vermiculations

3 : marnes bigarrées à gypse, cargneules, dolomies et dolérites (δ) du Keuper

Colonne B : variation de la précédente :

1a : grès et marnes gréseuses rouges ; 1b : niveaux plus argileux avec possibilité de gypse : Trias inférieur

2a. dolomies noires ; 2b dolomies noires à silex ; 2c : calcaires : Muschelkalk

3 : marnes bigarrées à gypse, cargneules et dolomies et dolérites (δ) du Keuper

Colonne C : Trias subbétique : partie méridionale de la nappe

2a : dolomies minéralisées ; 2b : calcaires : Muschelkalk

Colonne D : Trias de l'unité du Morron de Totana (Bétique de Malaga)

1a: grès, marnes gréseuses et conglomérats du Trias inférieur ; 1b : grès et conglomérats peut-être déjà du Muschelkalk ; 1c : calcaires et marnes ocre peut-être déjà du Muschelkalk ;

2a : dolomies noires, dolomies à silex ; 2b : calcaires : Muschelkalk

3 : marnes vertes à gypse, cargneules et dolomies : Keuper.

Colonne E : unités malagaises inférieures

1a : grès rouges, marnes gréseuses rouges et grès-quartzites verts

1b : grès et marnes rouges gréseuses, 1c: niveau à gypse au sommet : Trias inférieur

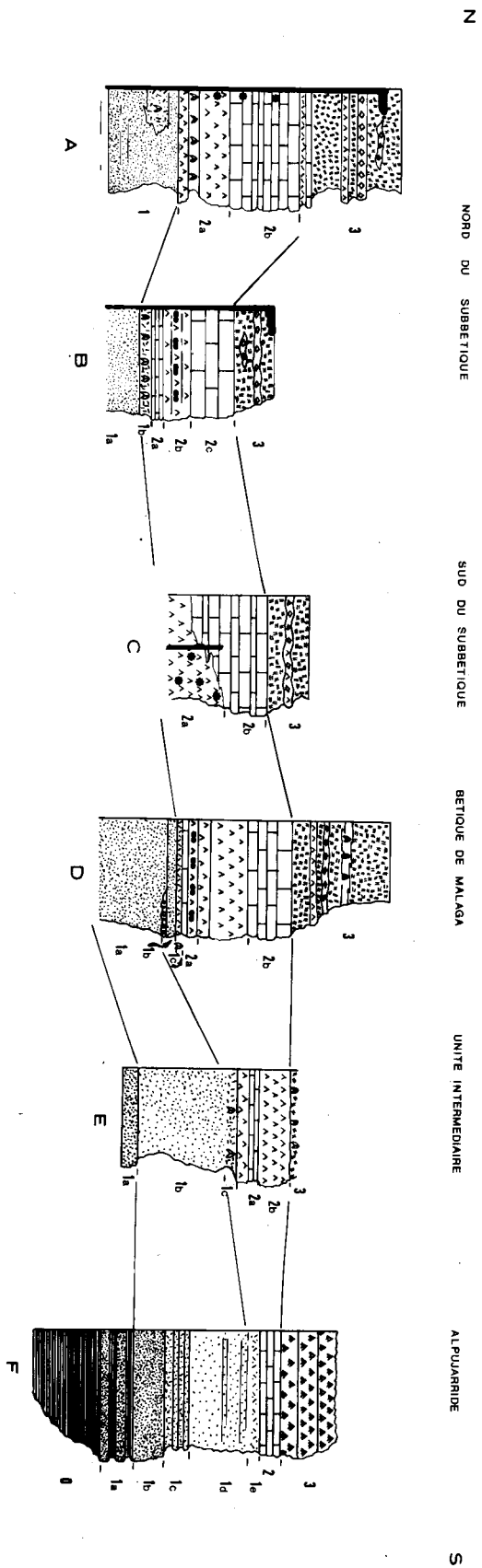
2a : dolomies sombres et calcaires en plaquettes ; 2b : dolomies sombres ; Muschelkalk ; 3 : quelques mètres de marnes rouges, gypse et conglomérats : Keuper.

Colonne F : unité alpujarride de los Molinos

0 à 1c : Permo-Werfénien avec : 0 : schistes phylliteux ; 1a : alternance de grès quartzites verts et de schistes phylliteux ;

1b : grès-quartzites verts ; 1c : alternance de grès-quartzites verts, d'argiles gréseuses phylliteuses rouges ; 1d : série de grès et d'argiles gréseuses phylliteuses avec tendance argileuse au sommet (1e) Trias inférieur

2: calcaires du Muschelkalk ; 3 : dolomies bleu-sombre du Muschelkalk et du Keuper.



CHAPITRE III

JURASSIQUE

CHAPITRE III

LE JURASSIQUE

1. INTRODUCTION
2. HISTORIQUE
3. JURASSIQUE DES TEMOINS SUBBETIQUES LES PLUS SEPTENTRIONAUX ET DE L'UNITE DE LOS RAMELES
4. JURASSIQUE DE L'UNITE DE LA LOMA DE SOLANA
5. JURASSIQUE DE L'UNITE DE LA SIERRECICA DE LAS CABRAS
6. JURASSIQUE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE BURETE
7. CORRELATIONS DES SERIES JURASSIQUES SEPTENTRIONALES
8. JURASSIQUE DE L'UNITE DU CHARCO
9. JURASSIQUE DES UNITES DE LA SIERRA DE RICOTE
10. JURASSIQUE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE
11. LES ROCHES ERUPTIVES JURASSIQUES DU SUBBETIQUE
12. JURASSIQUE DU BETIQUE DE MALAGA DE LA SIERRA DE ESPUNA
13. ETUDE DES FACIES ROUGES DU SUBBETIQUE
14. PROBLEMES DES SEDIMENTS SILICEUX ET CALCAIRES DU SUBBETIQUE MEDIAN
15. CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE DU JURASSIQUE

CHAPITRE III

LE JURASSIQUE

1. INTRODUCTION

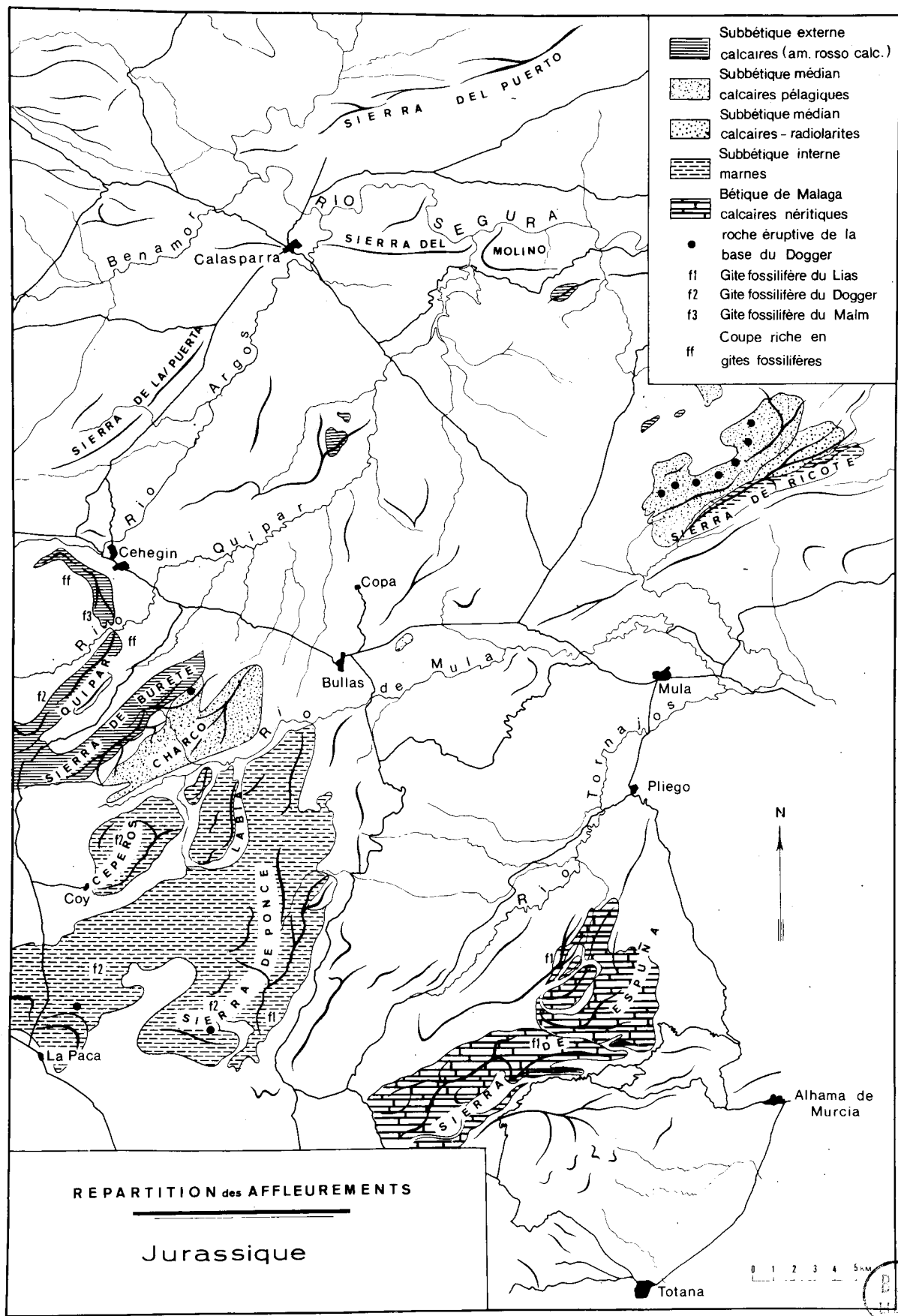
Les affleurements jurassiques couvrent une partie importante de la zone étudiée (fig. 22). Formant au NW de Caravaca l'imposant massif calcaro-dolomitique du "Buitre", ils affleurent jusqu'au S de la Sierra de Espuna dans tous les principaux reliefs calcaires : Sierras de la Pena Rubia, de Quipar, de Campanario, de Burete, de Ceperos, de la Lavia, de Ponce et toute la série des Morrones de la Sierra de Espuna.

Au premier abord, on serait tenté de voir la masse calcaire la plus importante au N de la chaîne, au front du chevauchement du Subbétique sur le Prébétique : les reliefs du Buitre dominant, en effet, la plaine hurdigalienne de Moratalla quelques kilomètres au NW de Caravaca ; plus à l'W, la Sierra Sagra, au N de Huescar, constitue le relief le plus élevé de la partie sud-est de l'Espagne. Etant donné que de nombreux reliefs calcaires jalonnaient le front de chevauchement du Subbétique, on a introduit la notion de Subbétique calcaire frontal, traduisant ainsi par une appellation d'ordre paléogéographique une constatation d'ordre purement orographique.

Néanmoins, un fait demeure : le Subbétique, situé près du chevauchement, présente un Jurassique calcaire ne trouvant d'équivalent que dans le Jurassique de l'unité du Morron de Totana, dans le Bétique de Malaga de la Sierra de Espuna.

Entre ces deux ensembles riches en calcaires (Subbétique situé près du chevauchement au N et Bétique de Malaga au S), on trouvera le Jurassique sous des faciès plus marneux dès le Dogger. L'analyse des différentes séries,

fig. 22 Répartition des affleurements jurassiques.



du N vers le S, est capitale : en effet, il n'y a pratiquement pas de discontinuité d'observation entre le Prébétique et le Bétique de Malaga : il sera donc possible d'ébaucher l'évolution paléogéographique du Subbétique et du Bétique de Malaga durant les temps jurassiques. Fait très intéressant, car nous avons vu qu'au Trias l'ébauche d'évolution "géosynclinale" était vraiment peu accusée dans les domaines subbétique et malagais.

Les termes du Jurassique sont irrégulièrement fossilifères ; la série de la Sierra de la Pena Rubia, au SW de Cehegin, a été longtemps paléontologiquement la plus complète de toutes les Cordillères bétiques. Elle débute au Lias moyen et se termine au Tithonique.

C'est ainsi que, dès le Lias supérieur, apparaît une variation lente et progressive des faciès calcaires de l'unité de la Loma de Solana au N aux faciès marneux de l'unité de la Sierra Ponce au S. Il sera néanmoins délicat de retracer l'histoire paléogéographique des différents domaines car il y aura très souvent déséquilibre entre certaines séries, inégalement riches en faune.

La limite inférieure est facile à tracer : l'Infralias supposé est, en effet, uniformément dolomitique dans tous les domaines et repose sur des marnes bigarrées du Keuper.

Le Crétacé inférieur étant généralement marneux, dans les zones où le Tithonique est calcaire, la limite supérieure est nette. Là où le Tithonique est marneux, la limite est indistincte.

Au cours de l'étude stratigraphique des différents horizons, nous nous attacherons à l'examen des niveaux rouges (Dogger et Malm de faciès dit "andalou") des brèches du Tithonique, des radiolarites ainsi que des roches basiques de la limite Aalénien-Dogger.

2. HISTORIQUE

L'étude des niveaux fossilifères du Jurassique de la Province de Murcie a été entreprise très tôt, étant donné la richesse de certains gîtes. Le grand géologue espagnol Jimenez de Cisneros (voir Bibliographie) a pris une part très importante à l'étude du Lias en découvrant pratiquement tous les niveaux du Lias moyen sur la transversale Caravaca-Lorca.

P. Fallot (1931) a contribué largement à la définition paléontologique de nombreux étages aussi bien dans la fameuse Sierra de la Peña Rubia, au S de Cehegin, que dans d'autres unités (faune de l'Aalenien de l'unité de la Sierra de Ponce, par exemple).

Récemment, N. Peyre et Y. Peyre (1960) ont apporté des précisions quant au Domérien moyen de la Sierra de España.

Nous étudierons ces découvertes en les inserant dans l'étude des différentes séries.

3. JURASSIQUE DES TEMOINS SUBBETIQUES LES PLUS SEPTENTRIONAUX ET DE L'UNITE DE LOS RAMELES

31. Jurassique de l'Almorchón

L'Almorchón est un massif rocheux situé à une dizaine de kilomètres à l'E de Calasparra et dominant le ravin del Gargantón. Il a attiré l'attention de P. Fallot sur le plan tectonique. Cet auteur (1944) voyait, en effet, dans ce massif, la démonstration du phénomène d'ablation basale.

En contact mécanique sur du Trias bariolé, P. Fallot décrivit des dolomies à patine rousse qu'il rattacha d'abord au Trias moyen (1944) puis au Lias (1945). Ces dolomies seraient suivies directement de calcaires à grandes Nummulites. Nous examinerons plus loin le bien fondé de cet exemple d'ablation basale et la disposition tectonique de l'Almorchón.

Sur le plan stratigraphique, ce massif possède une série, réduite en

épaisseur par étirement, allant du Jurassique inférieur au Jurassique moyen. L'Almorchón est un pli anticlinal à flanc nord renversé et chevauchant, relayé vers le S par un synclinal (voir fig. 23).

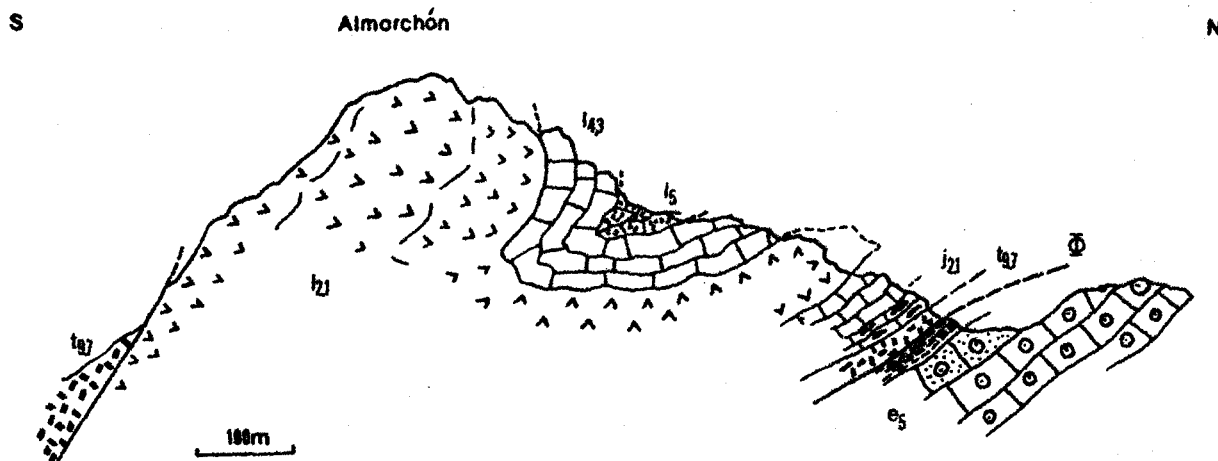


fig. 23 Coupe de l'Almorchón (partie septentrionale du Subbétique)
 t_{9.7} : marnes bigarrées à gypse du Keuper ; l_{2.1} : dolomies grises de l'Infraliás et de la base du Lias inférieur ; l_{4.3} : calcaires liasiques ; l₅ : calcaires rouges du Toarcien ; j_{2.1} : calcaires à silex ("avec filaments") Aalénien et Dogger (?) ;
 e₅ : calcaires à Nummulites, gréseux au sommet : Lutétien prébétique autochtone ; Φ contact anormal de base du Subbétique.

On distingue, du S vers le N, les niveaux suivants :

- t_{9.7}. des marnes irisées à gypse du Keuper, dont les affleurements sont assez limités car couverts d'éboulis importants provenant de la falaise qui les domine. Au N du massif pourtant, la superposition dolomies infraliasiques-marnes triasiques est claire ;
- l_{2.1}. des dolomies grises massives, peu litées mais apparemment très redressées. Ces dolomies grises à patine claire et non rousse présentent le faciès typique des dolomies subbétiques. Il s'agit là de l'Infraliás ;
- l_{4.3}. un ensemble de calcaires blancs, soit oolitiques soit à grain fin, sans trace d'organismes : Lias inférieur.
- l₅. des calcaires noduleux rouges et blancs, de faciès "ammonitico-rosso" typique du Toarcien, bien développé à l'W dans la Sierra de los Gavilanes (J. de Cisneros et P. Fallot). Ces calcaires n'apparaissent pas, un peu plus au N, entre les calcaires blancs compacts du Lias inférieur et les calcaires à silex du Dogger. Les étirements tectoniques, fréquents dans cette zone frontale, en sont vraisemblablement la cause ;

j_{2.1}. des calcaires gris à silex ocre à nombreux "Filaments" du Dogger ;

e₅. des marnes ocre et vertes, des calcaires à grandes Nummulites du Lutétien autochtone, séparés du Jurassique par une lame de Keuper.

Cette série jurassique, comportant Lias et Dogger, est le seul témoin aussi septentrional du Subbétique au niveau du parallèle de Calasparra.

Il faut voir, dans ce massif, une klippe qui s'est désolidarisée d'une unité un peu plus méridionale (unité de los Rameles).

32. Le Jurassique de l'unité de los Rameles

L'unité de los Rameles, essentiellement à matériel crétacé et éocène, flotte isolée sur le Trias frontal subbétique et son existence fut longtemps ignorée. Elle possède un peu de Jurassique affleurant dans la zone des Mines de Gilico, au SE de la Fuente Farín.

Le massif de los Cambrones, au N de la feuille de Cehegin au 1/50 000^e, essentiellement crétacé et éocène, laisse apparaître une partie de sa série jurassique, cisailée à la base et reposant sur les marnes bigarrées du Keuper. D'après les coupes des figures , on reconnaît les niveaux suivants :

1. des dolomies grises (40 m) : Lias inférieur ;
2. des calcaires compacts gris, en petits bancs, azoïques (50 m environ) ayant fourni la microfaune suivante : Saccocamidae Calpionella alpina Lorenz, les datant du Tithonique.
3. sur ces calcaires, les marno-calcaires à débris de Pyriteux du Néocamien.

La présence de Jurassique dans l'unité de los Rameles est importante car elle confirme que cette unité n'est pas simplement la couverture décollée, crétacée et éocène, d'un élément tectonique à matériel jurassique situé plus au S (son existence serait d'ailleurs problématique). Chacune des unités plus méridionales possède, en effet, une couverture crétacée et éocène différente.

33. Conclusions

Les données relatives aux éléments jurassiques les plus septentrionaux sont restreintes. Les quelques témoins jurassiques du Subbétique le plus externe présentent une série typique de ride que l'on retrouve plus développée immédiatement au S.

L'Infralias est dolomitique. Le Lias inférieur, moyen et supérieur est peu épais et oolitique. Dans la klippe de l'Almorchón, le Toarcien est vraisemblablement sous le faciès calcaire "ammonitico-rosso". Le fait est courant puisqu'immédiatement à l'W de notre région, le Toarcien "ammonitico-rosso" de los Gavilanes (Sierra del Buitre) est très développé.

Le Dogger-Malm , très peu représenté, paraît uniformément calcaire.

4. JURASSIQUE DE L'UNITE DE LA LOMA DE SOLANA

41. Introduction

La Loma de Solana, est, dans son ensemble, un vaste synclinal dont le coeur est occupé par des terrains crétacés et tertiaires et dont les flancs font affleurer toute la série jurassique. Au N, ce sont les reliefs de la Sierra de la Pena Rubia (rubia signifie rouge, teinte due à la couleur des couches du Jurassique supérieur). Cette sierra subit, face à Cehegin, un important changement de direction : d'est-ouest, le chaînon devient nord-sud et forme, après avoir été entaillé par le Rio Quipar, les premiers reliefs de la Sierra de Quipar. Dans la partie sud occidentale de l'unité, un anticlinal relaie vers le SE le synclinal de la Loma de Solana. Cette structure, d'ampleur minime, est due à une tectonique de rétropoussée, postérieure au charriage subbétique initial vers le N. Cette structure anticlinale s'ennoie vers le SW et disparaît sous l'unité de la Sierrecica de las Cabras directement superposée à celle de la Loma de Solana.

L'étude du Jurassique de l'unité de la Loma de Solana sera effectuée du N vers le S.

42. Jurassique de la Sierra de la Peña Rubia

La Sierra de la Peña Rubia, malgré sa grande complexité tectonique, offre une des plus belles coupes du Jurassique de toutes les Cordillères bétiques.

A. Coupe du flanc Nord de la Peña Rubia : la Cuesta Mata

Nous ne décrivons pas les nombreuses coupes stratigraphiques que l'on peut réaliser dans cette Sierra. La plus complète se situe au niveau du passage du siphon "Taibilla" sur le Rio Argos : c'est la coupe dite de la Cuesta Mata (fig. 24).

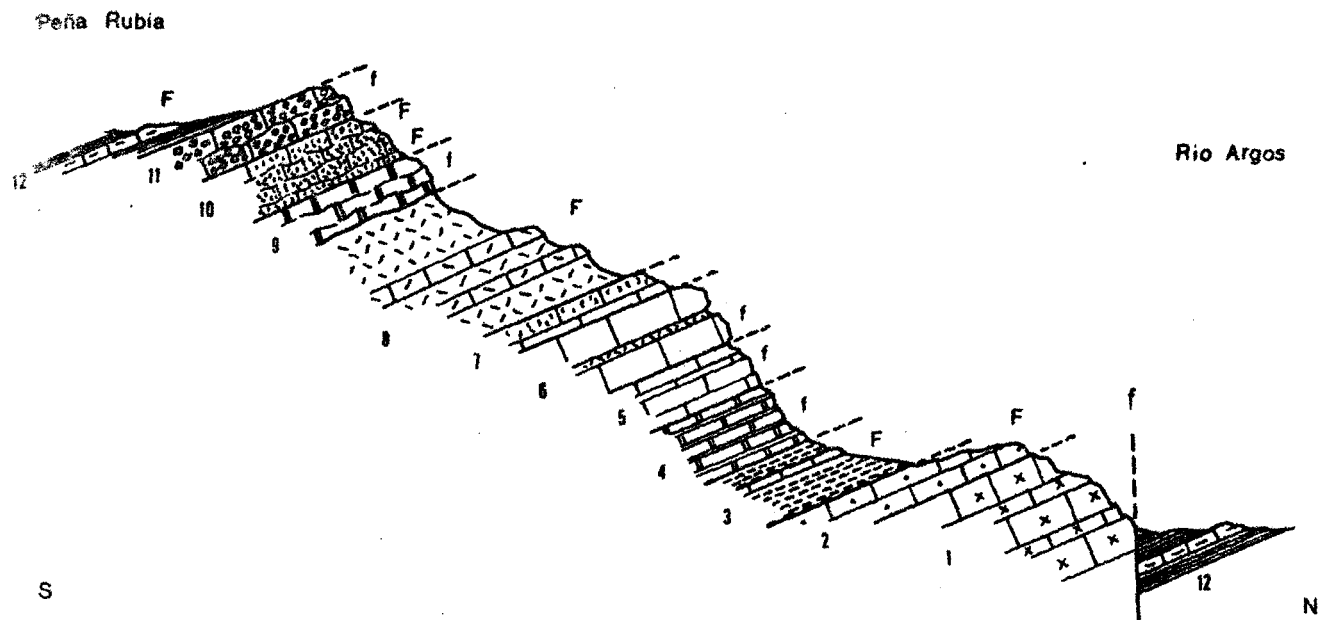


fig. 24 Le Jurassique de la Sierra de la Peña Rubia : coupe de la Cuesta Mata
Commentaires dans le texte :

f : niveau fossilifère ; F : niveaux très fossilifères ; f : faille

De bas en haut, on observe les niveaux suivants :

1. des calcaires compacts blancs à grain fin ou oolitiques, azoïques ;
2. des calcaires gréseux roux, ferrugineux, présentant des surfaces durcies au sommet des bancs ; ce niveau a fourni, à sa base, (P. Fallot 1931) :

Spiriferina alpina Opp.

Rhynchonella variabilis Schloth.

Rh. aff. alberti Opp.

Rh. n. sp. aff. gumbeli Opp.

Zeilleria sp.

indiquant vraisemblablement le Pliensbachien. Au sommet, P. Fallot (1931) a récolté :

Belemnites cf. elongatus Mill

B. breviformis Voltz

Grammoceras basanii Fuc.

Hildoceras cf. targionii Fuc.

indiquant le Domérien inférieur.

Le Domérien moyen et supérieur existe vraisemblablement mais son existence n'est pas démontrée paléontologiquement sur cette coupe.

3. un ensemble de marnes vertes avec quelques niveaux calcaires présentant de très belles surfaces ferrugineuses les marnes vertes ont fourni :

Harpoceras subplanulatum Opp.

indiquant le Toarcien.

Remarquons, dès à présent, que le faciès du Toarcien de la Sierra de la Pena Rubia est remarquable car marneux ; dans la partie septentrionale du Subbétique, il est, en effet, généralement sous forme de calcaires noduleux rouges , alors que dans la partie méridionale du Subbétique, il revêt des faciès marneux très analogues à ceux rencontrés dans cette coupe.

4. des calcaires gris en petits bancs alternant avec de petits lits de marnes

ocres. Les bancs deviennent plus abondants vers le sommet ;

5. un ensemble de calcaires compacts blancs ou roses, en bancs puissants et nets ;

6. deux barres de calcaires compacts séparées par un banc de calcaire légèrement argileux se délitant en "miches" formées de couches concentriques ; Ces trois niveaux n'ont pas fourni de microfaune. Les calcaires (4) contiennent de nombreux "filaments", la base des calcaires compacts (5) également. Il semble donc que l'ensemble (4^{P.D.} et 5) représente l'Aalénien-Dogger. L'Oxfordien inférieur (5 partie supérieure et 6) lui succéderait.

7. une alternance de bancs noduleux rouges et de bancs de calcaires à grain fin très compact. De nombreuses surfaces ferrugineuses sont observables ;

8. une alternance régulière de calcaires compacts rouges et de calcaires noduleux rouges, marneux, contenant de très nombreuses Ammonites ;

Faisant suite aux calcaires massifs stériles de l'Oxfordien inférieur, vient le premier horizon puissant de couches noduleuses rouges très riche en Ammonites (7).

Grâce aux très nombreuses déterminations de P. Fallot (1931), il s'avère que deux zones de l'Oxfordien supérieur se trouvent représentées :

A. la "zone à transversarium" selon Arkell avec :

Peltoceras (Gregoryceras) transversarium (Quenst.).

Aspidoceras (Euaspidoceras) permarmatum (Rasp.)

Ochetoceras canaliculatum (Buch.)

B. la "zone à bimmamatum" selon Arkell avec :

Peltoceras (Gregoryceras) bicristatum (Rasp.)

P. (Gr.) fouqueii Kilian ;

accompagnant ces Ammonites, on trouve une très abondante association de Perisphinctidés et d'Aspidocératidés (voir liste in Fallot 1931)

9. un ensemble de calcaires lites souvent azoïques dans lesquels P. Fallot (1931, p. 119) a trouvé quelques Ammonites non caractéristiques.

10. une alternance de calcaires microbréchiques rouges en bancs nets et de calcaires noduleux rouges légèrement argileux et des calcaires à grain très fin en bancs nets de 15 à 20 cm ;

P. Fallot a réussi à distinguer :

1. un premier horizon à :

Aspidoceras cyclotum (Opp.)

Perisphinctes pouzinensis Toucas, formes essentiellement rencontrées dans le Tithonique moyen. Elles sont d'ailleurs accompagnées de Phylloceras calypso (d'Orb.) et d'autres formes montant également dans le Tithonique supérieur ;

2. un deuxième horizon noduleux à :

Spiticeras grotenanum (Opp.)

Berriasella privacensis (Pict.)

B. calisto (d'Orb.)

B. carpathica (Oppel)

Perisphinctes (Berriasella) lorioli (Oppel)

formes se rapportant au Tithonique supérieur.

11. quelques mètres de brèches de calcaires rouges ou blancs dont la taille des éléments varie de quelques millimètres à quelques centimètres; en lame mince, on note :

Crassicolaria intermedia, *C. brevis*, *Calpionella alpina* (*) indiquant le Tithonique supérieur.

12. des marnes et marno-calcaires gris, rouges à la base, du Berriasien à *Neocomites neocomiensis*

Une faille verticale d'effondrement (f) limite, vers le N, les affleurements jurassiques. On retrouve, en effet, au pied de la montagne, les calcaires marneux et les marnes du Neocomien. Cet accident a soustrait à l'observation la base de la série jurassique que l'on retrouvera dans la Sierra de Quipar, plus au SW.

B. Evolution vers le S de la série de la Sierra de la Peña Rubia :
zone du Barranco Grande

Le flanc rocheux de la montagne qui domine le cimetière de Cehegin est un pli anticlinal à flanc renversé. Le Tithonique sous forme de brèches calcaires se trouve au contact du Crétacé supérieur par l'intermédiaire d'une lame de Trias.

Entre la Sierra de Quipar au S et la Sierra de la Peña Rubia au N, le Río Quipar quitte le synclinal de la Loma de Solana à la faveur d'un brusque abaissement de son axe. En ce point, conflue également le Barranco Grande ou Canada Lengua ; dans le lit de ce ravin, apparaît le toit des calcaires jurassiques.

Une centaine de mètres à l'W de la confluence du Barranco et du Río, des calcaires noduleux ont fourni à P. Fallot (1931) une belle faune du Tithonique supérieur avec :

Phylloceras serum (Oppel)

Ph. calypso (d'Orb.)

Ph. semisulcatum (d'Orb.)

(*) déterminations de M.M. Durand Delga.

Berriasella calisto (d'Orb.), Spiticeras groteanum (Opp.)

ainsi que d'autres formes (voir listes en P. Fallot, 1931 p. 126)

Un peu plus au N, au sein du Néocomien, réapparaissent, à la faveur d'un bombement très local, les couches noduleuses rouges qui ont fourni à P. Fallot (1945) une faune se rattachant à la fois au Tithonique moyen et supérieur :

Tithonique moyen avec Parisphinctes pseudocolubrinus Kil.
et P. geron Zitt.

Tithonique supérieur avec
Phylloceras calypso (d'Orb.), Ph. semisulcatum (d'Orb.),
Lytoceras liebigi (Opp.), Spiticeras pseudogroteanum (Kilian),
Berriasella carpathica (Opp.)

43. Jurassique de la Sierra de Quipar

Au S de la Sierra de la Peña Rubia, la Sierra de Quipar offre à l'observation un Jurassique complet et apparemment différent de celui mis en évidence plus au N. Cette évolution est très importante. Malgré une homogénéité d'ensemble, l'unité de la Loma de Solana offre, au Jurassique de nombreuses variations de faciès, témoins des fluctuations de sédimentation dans la partie septentrionale du domaine subbétique.

A. Extrémité nord de la Sierra de Quipar

La partie septentrionale de la Sierra de Quipar est constituée par une série monoclinale à pendage NW constant. Elle débute au Trias supérieur et se termine, au niveau du Rio Quipar, par les marnes et les marnocalcaires berriasien.

Une coupe révèle les niveaux suivants, de bas en haut (fig. 25) :

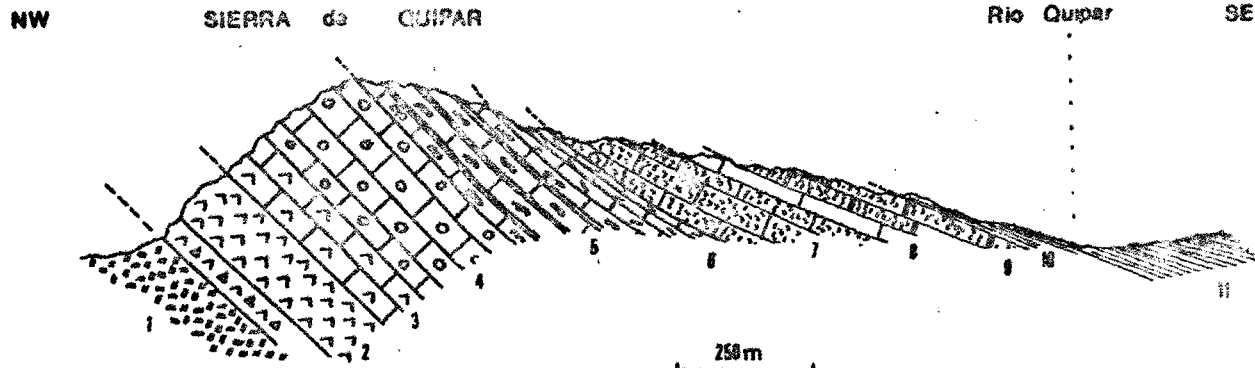


fig. 25 Le Jurassique de l'extrémité septentrionale de la Sierra de Quipar.
Commentaires dans le texte.

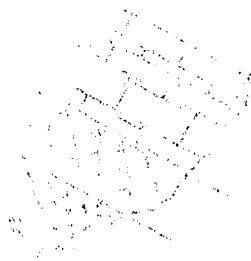
1. des marnes bigarrées à gypse, cargneules et dolomies du Keuper ;
2. des dolomies grises massives, bréchiques à la base ;
3. des calcaires dolomitiques gris ;
4. des calcaires oolitiques gris-crème, des calcaires gris à grain fin ;
les dolomies (2) et les calcaires dolomitiques (3) représenteraient l'Infralias, les calcaires oolitiques à grain fin (4), le Lias moyen et supérieur, mais ni le Domérien, grésio-ferrugineux, ni le Toarcien marneux, individualisés dans la coupe de la Cuesta Mata quelques kilomètres au N, ne sont mis en évidence dans cette coupe.
5. une série assez épaisse de calcaires lités azoïques avec quelques silex ocre (Dogger ?) ;
6. quelques mètres de calcaires massifs rouges ou roses à débris d'Ammonites (Dogger-Oxfordien inférieur) ;

Dans la Sierra de la Peña Rubia, le Dogger (partie inférieure) est formé de calcaires gris à grain fin, stériles. Or, sur cette coupe du Rio Quipar, le Dogger est sous forme de calcaires à grain fin, à "filaments" et à silex ocre (5). Le sommet du Dogger se présente comme au N sous un faciès calcaire . . . rouge (6 pro parte).

L'Oxfordien inférieur est vraisemblablement représenté par le sommet des calcaires rouges massifs (6).

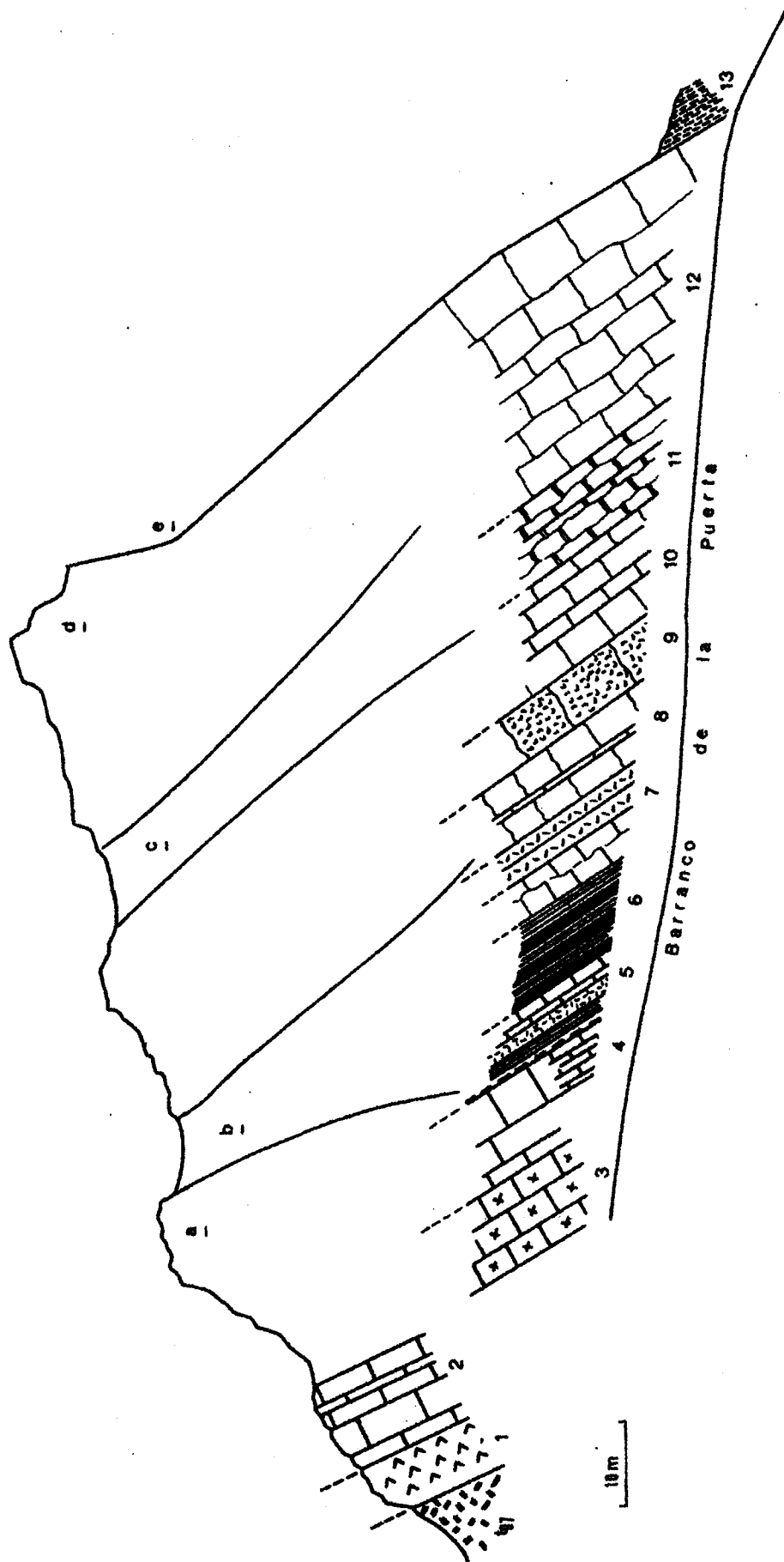
7. un premier ensemble de couches noduleuses . . . rouges calcaire, légèrement argileux) recélant quelques Ammonites rattachables à l'association rencontrée dans la coupe de la Cuesta Mata (in P. Fallot 1931, p. 128) et caractérisant l'Oxfordien supérieur ;
8. quelques mètres de calcaires rouges bien lités, très pauvres en faune, vraisemblablement du Kiméridgien ;
9. un deuxième ensemble noduleux rouge plus riche en argile que (7) passant progressivement vers le haut à :
10. des marno-calcaires et des marnes rouge-violacé, très riches en faune à la base ; ces deux niveaux représentent le Tithonique supérieur et le passage au Berriasien (marnes (10)).

Les marno-calcaires (11) sont du Néocomien franc à :



NW

SE



Neocomites occitanus (Pict.)

Pygope diphyoides (d. Orb.)

La seule évolution observable est donc la non-différenciation du Domérien et du Toarcien et l'apparition de faciès siliceux dans le Dogger.

B. Coupe du Barranco de la Puerta

Au niveau du km 10 de la route Cehegin-La Paca, s'étend une vaste dépression triasique et crétacée. A l'W de la route, l'escarpement de la Sierra de Quipar se trouve entaillé par un ravin profond, le barranco de la Puerta auquel on accède par le chemin de la Casa de Don Gil.

Ce ravin offre une excellente coupe des niveaux jurassiques, de l'Infralias au Tithonique. Contrairement à la coupe de la Cuesta Mata et à celle de l'extrémité nord de la Sierra de Quipar, il s'agit là d'une série pauvre en fossiles. Mais elle revêt une grande importance sur le plan des faciès car les types lithologiques définis dans la Sierra de la Pena Rubia ne se retrouvent pas ici.

On distingue de bas en haut :

(la base de la série ($t_{9,7}$), (1) et (2) est observée un peu plus au S)

$t_{9,7}$. des marnes irisées à gypse, des cargneules et des dolomies du Keuper ;

1. des dolomies grises, d'épaisseur réduite car laminées tectoniquement ;

2. des calcaires, blanc-ivoire, oolitiques ;

3. des calcaires grisâtres à débris charbonneux ;

Les dolomies grises (1) représentent, comme partout ailleurs, l'Infralias. Viennent ensuite les calcaires oolitiques (2) vraisemblablement du Lias inférieur. Les calcaires grisâtres (3) sont micrograveleux et contiennent de très nombreux débris charbonneux. Il s'agit peut-être du Lias Moyen ;

fig. 26 coupe du Jurassique de la Sierra de Quipar : le Barranco de la

Puerta - commentaires dans le texte -

a. ressaut des calcaires liasiques ; b. vire des niveaux plus marneux du Dogger ; c. vire des calcaires noduleux tithoniques ; d. ressaut des calcaires compacts tithoniques et e : abrupt correspondant au contact des marnes crétacées et des calcaires tithoniques.

4. des calcaires à grain fin, rouges, noduleux, veinés de calcite ;

La série calcaire (4) est homogène ; elle est formée de calcaires micrograveleux ou à grain très fin et montre dès sa base des "filaments", peu nombreux d'abord, puis très abondants. Ce type d'évolution évoque le Lias supérieur et le passage au Dogger ;

5. des marno-calcaires siliceux violacés, ferrugineux ;

6. un ensemble de marno-calcaires rouges, de silex en bancs et des calcaires à silex ocrés ; à sa base, on observe plusieurs surfaces durcies ferrugineuses ;

7. des calcaires compacts rouges ou noduleux et des marno-calcaires noduleux avec quelques Ammonites ; les calcaires sont soit à grain fin, soit microbréchiques à nombreux "filaments" : les niveaux (6) et (7) représenteraient donc le Jurassique moyen. Il n'a pas été possible de déterminer par des Ammonites l'existence de différentes zones dans ces faciès calcaires . Seule la partie supérieure de (7), a fourni deux Ammonites du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur :

Lytoceras (Nannolytoceras) tripartitum (Raspail)

Phylloceras (Ptychophylloceras) cf. hommairei (d'Orb.) (X)

8. des calcaires massifs roses très calcifiés, quelques mètres ;

9. deux mètres de couches noduleuses calcaires, légèrement argileuses ; ces deux niveaux sont caractérisés par la présence de très nombreux Radio-laires et quelques "filaments". Il semble qu'il s'agisse de la base du Malm ;

10. des calcaires faiblement noduleux rouges, compacts vers le haut

11. quelques mètres de calcaires noduleux rouges, légèrement argileux. Le microfaciès de ces deux horizons est variable. Il s'agit soit de calcaires micronoduleux à conglomératiques, très ferrugineux et contenant de très nombreux "filaments" soit de calcaires à pâte fine à très nombreux Saccoccomidae et à Globochaete alpina . Il s'agirait vraisemblablement du Kiméridgien.

(X) Déterminations de M. R. Enay.

12. une masse d'une quinzaine de mètres de calcaires rouges, blancs ou roses sans macrofaune.

En lame mince, les premiers bancs de ce niveau fournissent (*) de très fréquentes Calpionella alpina en association avec des Saccocomidae indiquant un Tithonique pas très haut.

Viennent ensuite des niveaux à Calpionella alpina (très fréquentes) Crassicolaria parvula (assez fréquentes) et Tintinopsella gr. carpathica (rares) indiquant un Tithonique supérieur.

Le sommet des calcaires (12) est caractérisé, par contre, par Calpionella cf. alpina, Crassicolaria cf. parvula, C. gr. ellpitica et Tintinopsella gr. carpathica, association du Berriasien inférieur.

13. des marno-calcaires et des marnes appartenant à un Neocomien élevé : Valanginien supérieur glauconieux.

44. Synthèse du Jurassique de l'unité de la Loma de Solana

L'unité de la Loma de Solana présente une série jurassique relativement riche en faune en regard de celles des unités plus internes. Néanmoins cette richesse paléontologique se cantonne au N de l'unité, dans la Sierra de la Peña Rubia, et dans la Sierra de Quipar un peu plus au S. La coupe de la Cuesta Mata, au N de la Sierra de la Peña Rubia, est vraiment

exceptionnelle. Malheureusement, on ne la retrouve pas ailleurs : les variations de faciès sont importantes ; aussi ne pourra-t-on, le plus souvent, qu'effectuer des assimilations approximatives.

A. Limite inférieure du Jurassique

Les unités subbétiques septentrionales reposent régulièrement sur des marnes bigarrées du Keuper. Leurs séries jurassiques débutent toujours par des dolomies grises. Mais on ne peut que très rarement affirmer le passage continu du Trias supérieur au Jurassique inférieur car les séries calcaires et dolomitiques se sont toujours désolidarisées de leur substrat marneux. Néanmoins, toutes les coupes conduisent à la même conclusion : la série dolomitique est liée plus ou moins aux marnes du Keuper sous-jacentes. Aucune grande discontinuité tectonique n'intervient pour séparer le Keuper de sa couverture jurassique. Une coupe située au S de la Sierra de la Peña Rubia (au niveau de la cote 995), coupe que l'on pourrait retrouver identique à elle-même en de nombreux autres points, traduit la succession Trias-Lias que l'on rencontre partout dans le Subbétique.

De bas en haut on relève les niveaux suivants :

1. les marnes irisées du Keuper avec le cortège habituel de cargneules et de dolomies. Notons simplement la présence quasi-constante, au toit des marnes, de dolomies ocre du Keuper intensément broyées ;
2. une masse de dolomies grises bréchiques ;
3. des dolomies grises, massives, caverneuses, sans litage apparent ;
4. des calcaires dolomitiques gris ;
5. des calcaires gris à grain fin, blanc-ivoirine ou oolitiques en bancs nets.

B. Lias moyen et supérieur

- Pliensbachien : calcaires gréseux et ferrugineux succédant aux calcaires oolitiques ;

- Domérien : calcaires gréseux ferrugineux au N, calcaires micro-graveleux à débris charbonneux au S ;

- Toarcien : marnes verdâtres séparées du Doménien par un "hard-ground" au N, calcaires micrograveleux ou compacts au SW, indistincts des calcaires liasiques.

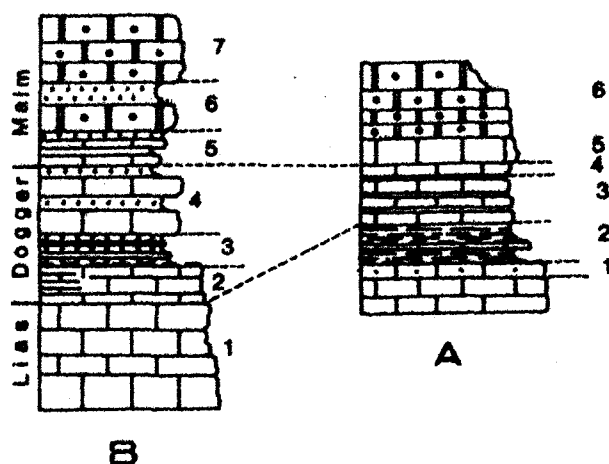


fig. 27 Variations des faciès du Dogger de l'unité de la Loma de Solana

Colonne A : partie septentrionale de l'unité de la Loma de Solana
(Sierra de la Peña Rubia)

1. Calcaires grésio-ferrugineux du Pliensbachien-Domérien ; 2. marnes vertes et calcaires du Toarcien ; 3. calcaires gris en bancs nets à interlits argileux de l'Aalénien-Dogger ; 4. calcaires compacts roses et blancs de la partie supérieure du Dogger ; 5. calcaires compacts ; 6. couches noduleuses de l'Oxfordien ;

Colonne B : partie méridionale de l'unité (Sierra de Quipar) :

1. calcaires compacts liasiques ; 2. Calcaires noduleux rouges du Toarcien-Aalénien (?) ; 3. couches siliceuses rouge-foncé et marnes indurées ; 4. calcaires noduleux rouges, marneux du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur ; 5. couches noduleuses de la base du Malm ; 6. calcaires compacts et calcaires noduleux du Kiméridgien (?) ; 7. calcaires compacts du Tithonique.

C. Aalénien-Dogger

Le Lias, malgré l'absence de faune, se retrouve pétrographiquement identique à lui-même dans toute l'unité de la Loma de Solana sauf au niveau du Domérien et du Toarcien. Les choses se compliquent au niveau du Dogger (avec sa partie inférieure l'Aalénien). Nous avons représenté sur la fig. 27

les séries du Dogger au N et au SW de l'unité de la Loma de Solana.

A la vue de ces deux colonnes, il s'avère que l'unité de la Loma de Solana possède deux séries stratigraphiques nettement différentes, tout au moins au niveau du Dogger. Les niveaux de faciès marnoux rouges du S de l'unité n'ont d'équivalent nulle part ailleurs.

Il est évident qu'il serait dangereux d'établir des correspondances absolues sans base paléontologique entre ces deux types de Dogger; notons le faciès "ammonitico-rosso" n'existe pas en N.

D. Malm

Le Malm présente une homogénéité de faciès beaucoup plus grande. Les couches noduleuses de l'Oxfordien supérieur ou du Tithonique moyen-supérieur peuvent passer à des calcaires compacts rouges sans aucune Ammonite.

Dans le Malm de l'unité de la Loma de Solana, on peut distinguer de bas en haut (lorsque les niveaux noduleux sont individualisés) :

1. une base (sans Ammonites) formée de calcaires massifs rouges : Oxfordien inférieur ;
2. 20 à 25 m de couches noduleuses rouges de l'Oxfordien supérieur ;
3. des calcaires peu épais roses du Kiméridgien à Saccocomidae ;
4. une deuxième masse de calcaires noduleux rouges, de calcaires bréchiques roses et blancs ou de calcaires en bancs nets du Tithonique moyen et supérieur.

Un "hard-ground" marque très souvent le sommet du Jurassique (nous l'évoquerons ci-dessous). On ne passe sans discontinuité stratigraphique du Tithonique au Berriasien marneux dans la partie septentrionale de l'unité.
que

E. Limite supérieure du Jurassique (unité de la Loma de Solana)

1° Sierra de la Pena Rubia

Dans la partie septentrionale de l'unité de la Loma de Solana, la limite Tithonique-Crétacé est très nette. En effet, de bas en haut, on observe :

1. les couches noduleuses rouges calcaires du Tithonique supérieur ;
2. 1 à 2 m de brèches calcaires monogéniques ;
3. des marnes et des marno-calcaires à Neocomites neocomiensis du Berriasien

Au N de l'unité de la Loma de Solana, la sédimentation ne présente apparemment pas de discontinuité : de calcaire et de type "ammonitico-rosso" au Tithonique, elle devient cependant brutalement marneuse dès le Berriasien.

2°) Zone du Barranco Grande, S de la Sierra de la Pena Rubia

Au niveau de la confluence de la Canada lengua et du Río Quipar (Barranco grande, P. Fallot (1945)), à l'E de la casa de la Morena, la série jurassique et crétacée est intensément plissée, ce qui permet de voir en plusieurs points le contact entre les marnes du Berriasien et les calcaires du Tithonique. Outre l'opposition de faciès constante, observable depuis le flanc nord de la Pena Rubia, on remarque la présence, à la base des marnes berriasienues, de galets et de blocs de calcaires tithoniques, atteignant jusqu'à un mètre-cube. La présence de tels blocs est une conséquence directe du changement de sédimentation qui s'opère dès le Berriasien. Nous verrons plus loin dans l'étude des faciès "ammonitico-rosso" que le Jurassique supérieur a donné naissance à des calcaires où la dissolution avait une part très active. Dès le Berriasien, par contre, l'activité des courants doit diminuer fortement et brusquement, provoquant un changement radical de sédimentation. La configuration du fond marin, irrégulière encore au Tithonique supérieur, provoque, tout au début du Crétacé, des éboulements sous-marins que traduisent les blocs rencontrés. Un colmatage rapide par des marnes annihile très vite cette détérioration sous-marine de "falaises jurassiques".

3°) Flanc occidental de la Sierra de Quipar (Ravin del Garranchal) (fig.)

En prolongeant les observations vers le SW, on relève une coupe fort intéressante qui se situe sur le flanc sud-oriental du synclinal de la Loma de Solana, qu niveau de la Casa del Garranchal. D'E en W, on observe:

1. des calcaires compacts à grain fin, gris ou roses, en bancs très réguliers (calcaires à Calpionelles) du Tithonique ; (ces mêmes calcaires passent latéralement en quelques dizaines de mètres vers l'W, à des calcaires noduleux rouges à interlits plus argileux) ; vient ensuite un banc de 2 à 3 m d'épaisseur de calcaires compacts, plus ou moins noduleux rouges ;
2. 15 cm de marnes rouge-sombre suivies d'un banc de 30 cm de calcaire à grain fin également rouge-foncé ;
3. au toit du banc calcaire (2), une surface rubéfiée, rouge-foncé, extrêmement riche en limonite et présentant de nombreuses Ammonites en relief ;
4. une série de marnes et calcaires marneux (12 m) dont la base est envahie par la teinte rouge lie-de-vin : Berriasien(p.)
5. 5 m de marnes présentant des phénomènes de slumping très importants.

Le Tithonique à Ammonites et à Calpionelles est donc limité vers le haut par une surface durcie ferrugineuse. Celle-ci coïncide avec le changement brusque de sédimentation qui, calcaire au Tithonique, devient brutalement marneuse.

Néanmoins, la surface durcie qui traduit généralement un arrêt de sédimentation prouve bien qu'à la limite Tithonique-Berriasien se place une discontinuité stratigraphique, si brève soit-elle !

Un deuxième fait capital est observable sur cette coupe. En effet, au niveau du Tithonique supérieur (1), les calcaires noduleux rouges à gangue argileuse passent latéralement en quelques mètres à des calcaires lités.

Remarquons que, dans le Valanginien, quelques dizaines de mètres au-dessus du Tithonique et à l'aplomb de cette zone de variation de faciès, s'observe un niveau marneux présentant des phénomènes de "slumping". Doit-on attribuer la même cause aux variations de faciès du Tithonique et au "slumping" crétacé ? Peut-être. En effet, il est possible, nous le verrons plus loin, que les calcaires noduleux à gangue argileuse, soient des formations plus profondes que les calcaires purs. Dans le cas de la coupe de la Casa de Garranchal, on peut concevoir une accentuation de la profondeur,

du SE au NW, au Tithonique mais également au Néocomien car une variation brutale de la profondeur peut provoquer des phénomènes de "slumping" dans les boues argileuses crétacées.

4°) Extrémité sud de la Sierra de Quipar

Nous avons vu plus haut que le sommet des calcaires compacts noduleux de la coupe du Barranco de la Puerta était tithoniques. Lui succèdent : des marnes et des marno-calcaires du Valanginien supérieur. Le Tithonique est apparemment complet. La lacune de sédimentation se situe donc au niveau du Berriasien-Valanginien inférieur.

5°) Conclusions

Du N vers le S, dans l'unité de la Loma de Solana, la sédimentation essentiellement calcaire (sous le faciès noduleux rouges) du Tithonique devient marneuse dès le Berriasien au N de l'unité et au Valanginien supérieur au S.

Nous préciserons plus loin les conditions de sédimentation des calcaires . On peut noter que, sur le flanc est du synclinal de la Loma de Solana, apparaissent, au sein du Crétacé inférieur, des phénomènes de slumping, localisés au bord d'une ride (dans le cas présent, il s'agit de la remontée, au Crétacé inférieur, du bassin de "comblement" crétacé installé sur une partie du haut-fond jurassique du Subbétique externe).

5. JURASSIQUE DE L'UNITE DE LA SIERRECICA DE LAS CABRAS

Dans la partie haute de la vallée de Burete, les reliefs de la Sierra de Quipar et de la Peña del Viento se rejoignent. Cette zone est essentiellement formée par l'unité de la Sierrecica de las Cabras ; cette unité, formée de plusieurs écailles, était originellement située entre l'unité de la Loma de Solana au N et celle de Burete au S. Une tectonique tardive est venue bouleverser cette disposition ; on se reportera donc au chapitre de tectonique traitant des rapports de ces différentes unités.

51. Le Jurassique de la Sierrecica de las Cabras

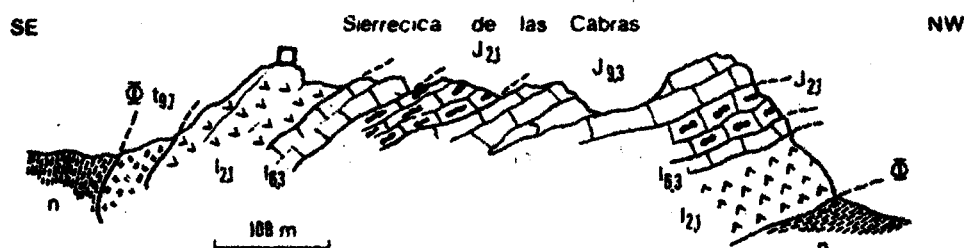


fig. 28 Coupe de la Sierrecica de las Cabras
Commentaires dans le texte

La Sierrecica de las Cabras repose sur le Néocomien de l'unité de la Loma de Solana (qui s'ennoie localement au pied de cette Sierra) par l'intermédiaire d'une lame de Keuper. Il s'agit d'un élément supérieur d'apparence dolomitique, d'où la tendance des anciens auteurs (P. Fallot, 1945 p. 233) à la rattacher à une unité nettement supérieure au Subbétique et d'origine méridionale.

La Sierrecica de las Cabras est en réalité un pli synclinal à flanc sud-est renversé. En empruntant le chemin partant au pied de la cote 1147, on observe la coupe suivante (fig. 28) :

n. des marno-calcaires et des marnes ocre du Néocomien. Ces horizons marneux sont situés sous les dolomies de l'unité de la Sierrecica de las Cabras (contact anormal Φ) ;

1₂₁. une masse de dolomies grises massives, sans stratification apparente : Infralias ;

- 1.₃. des calcaires compacts blanc-ivoirins : Lias moyen ;
- j_{2.1}. des calcaires à silex ocres et à "filaments" : Dogger ;
- j_{9.3}. des calcaires rouges, compacts : Malm.

52. Massif à l'W de la route Cehegin-La-Paca

Au S du massif de las Cabras et à l'W de la route Cehegin-La-Paca, entre les bornes kilométriques 13 et 15, un massif entièrement jurassique se relie plus ou moins nettement aux reliefs de las Cabras. Les couches sont totalement renversées. Cette inversion du pendage est générale dans la zone de la Peñica del Viento qui sépare la Sierra de Burete au SE de celle de Quipar au NW.

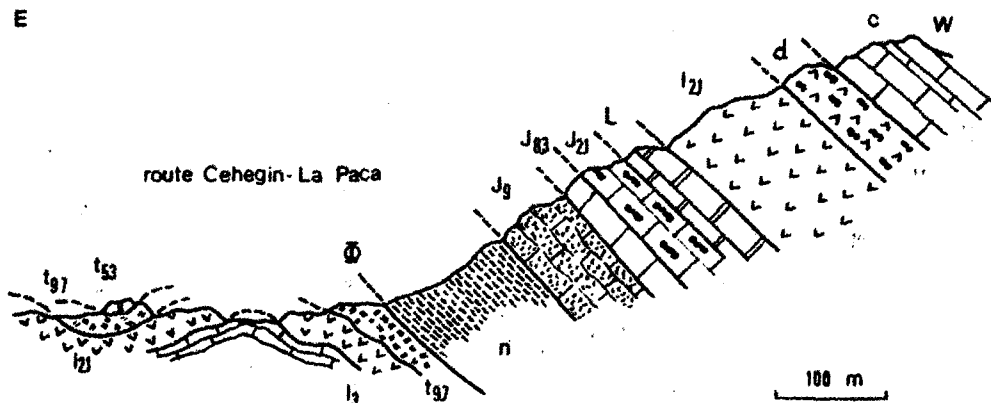


fig. 29 Coupe du massif situé à l'W de la route de Cehegin-La-Paca, au S de la Sierrecica de las Cabras.

Les termes affleurant au pied de cette montagne et à l'E de la route sont renversés et appartiennent à un élément tectonique supérieur. Ils sont formés de Lias dolomitique (l_{2.1}) et calcaire (l₃), de marnes bigarrées du Keuper (t_{9.7}) et de Muschelkalk (t_{5.3}).

La série, affleurant à l'W de la route, est rattachable à l'unité de la Sierrecica de las Cabras. Elle est en position inverse et formée:

- n : de marnes et de marno-calcaires verdâtres du Néocomien ;
- j_{9.3} : de calcaires noduleux rouges, en bancs nets, représentant le Jurassique supérieur (s.l.) ;
- j_{2.1} : de calcaires à silex ocres et à "filaments" du Jurassique moyen ;
- l_{6.5} : de marnes grises et de calcaires marneux gris du Lias supérieur (?) ;
- L : de calcaires compacts gris du Lias ;
- l_{2.1} : (dont d et c) : un ensemble inférieur formé de dolomies grises, de

dolomies à silex (d) et de calcaires compacts gris (c). Il s'agirait là du Lias inférieur en grande partie dolomitisé.

53. Conclusions

L'unité de la Sierrecica de las Cabras est formée

1. de dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur
2. de calcaires compacts peu épais du Lias inférieur et moyen,
3. de quelques mètres de marnes et de marno-calcaires du Lias supérieur ;
4. de calcaires à silex du Dogger ;
5. de calcaires rouges du Malm.

Cette série sans caractère propre (néanmoins assez proche, quant aux faciès, de l'unité de Burete) est typique du Subbétique externe.

6. JURASSIQUE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE BURETE

61. Historique

La Sierra de Burete qui constitue le versant sud-est de la vallée de Burete, se rétrécit fortement vers le S pour aboutir à un col dominant la plaine de Coy. P. Fallot (1945) est le seul géologue à y avoir étudié une série de coupes.

Cette Sierra ne lui semblait pas isolée tectoniquement de la Sierra de Quipar au NW. Néanmoins, sur le plan stratigraphique, sa série lui était déjà apparue comme différente.

Ce géologue a reconnu (1945, p. 233) une partie de la série jurassique au droit de la Fuente de Oji, en citant les niveaux suivants, de bas en haut :

- 1°) des dolomies grises en gros bancs, en contact indecis sur les marnes irisées du Keuper ;
- 2°) des calcaires noduleux rouges azoïques, semblables à ceux du Pozo de los Gavilanes au NW de Caravaca, sans doute toarciens ;
- 3°) des calcaires à Chlamys indéterminables ;
- 4°) des calcaires bleu-sombre avec sections de fossiles indéterminables ;
- 5°) des marno-calcaires en bancs nets ;
- 6°) des calcaires en gros bancs, à silex, du Dogger probablement (de même faciès que le Dogger de los Gavilanes, NW de Caravaca).

Le Jurassique supérieur et le Néocomien n'étaient donc pas identifiés.

62. Introduction

Les reliefs situés sur la rive droite du Rio de Burete, symétriques de ceux de la Sierra de Quipar, forment continûment, du SW au NE, l'unité de la Sierra de Burete. P. Fallot (1945) soulignait l'aspect infranchissable de cette Sierra qui ne laisse passage à aucun ravin sur plus de 10 km. Seule une route forestière débutant au km 2 de la route Cehegin-La-Paca la contourne par le N, au niveau de la Plaza de los Pastores. On peut également avoir accès à cette Sierra par le S en empruntant un chemin forestier débutant au km 14 de la route Cehegin-La-Paca.

L'unité de la Sierra de Burete a une structure relativement simple. Elle est, en effet, ployée en un pli synclinal à flanc nord renversé vers le S et à flanc sud chevauchant dans la même direction la série de l'unité du Charco, suivant un contact anormal très redressé, jalonné de Trias. Renversement du flanc nord et chevauchement vers le SE sont les résultats d'une tectonique récente dirigée vers le SE et superposée à celle ayant mis en place les nappes subbétiques dirigée, elle, vers le N (J. Paquet, 1963).

La difficulté majeure de l'étude stratigraphique de la série de l'unité de Burete ne réside pas dans son accès difficile mais dans la grande pauvreté des niveaux jurassiques en macro-et microfaunes. La Sierra de Burete se trouve pourtant à une dizaine de kilomètres seulement au S de la coupe de la Cuesta Mata très riche en fossiles. Nous utiliserons donc essentiellement des arguments de microfaciès. La série stratigraphique obtenue sera définie avec l'incertitude que de telles méthodes laissent subsister. Nous effectuerons plusieurs coupes du pli synclinal de l'unité de Burete qui reste identique à lui-même du NE vers le SW.

63. Etude proprement dite du Jurassique de la Sierra de Burete

A. Profil 1 ou coupe de los Pastores (fig. 30 1 a).

La première coupe se situe à l'extrémité nord-orientale de la Sierra, du N de la Plaza de los Pastores. Elle emprunte tout d'abord un petit ravin très abrupt, débutant en $x = 1^{\circ} 55'10''$ et $y = 38^{\circ} 02'30''$, au pied de la Sierra, dans la vallée de Burete. La série jurassique, constituant

le flanc renversé du synclinal, est peu épaisse. Il ne semble pas que l'on soit en présence d'amincissement de série lié à un étirement tectonique car on retrouve très régulièrement les niveaux repères.

De bas en haut, on observe, en série renversée :

t_{5.3}. des calcaires noirs à points jaunâtres et à vermiculations, du Muschelkalk ;

t_{9.7}. des marnes rouges à gypse, des cargneules et des dolomies du Keuper. Il s'agit là apparemment du même ensemble triasique que celui situé à la base de l'unité de la Loma de Solana ;

(C'est au niveau du Trias t_{9.7} et des dolomies l_{2.1} que se situe la nappe hydrostatique alimentant les puits des quelques maisons de Burete).

l_{2.1}. des dolomies grises en bancs nets, bréchiques à la base (une dizaine de mètres environ) : Infralias et base du Lias inférieur ;

l_{3a}. quelques mètres de calcaires compacts blancs ;

l_{3b}. 2 m de calcaires oolitiques noirs ; ces deux niveaux représentent le Lias inférieur, particulièrement peu puissants, dans cette unité ;

l₄. 5 m de calcaires ferrugineux à débris indéterminables, de calcaires oolitiques ou graveleux, suivis d'un niveau de calcaires à grands Lamelli-branches (Mytilidés) ; ce dernier niveau, inconnu dans l'unité de la Loma de Solana, est caractéristique du Subbétique interne. Dans la Sierra de Ponce, par exemple, ce niveau à grands Lammellibranches est antérieur au dépôt des calcaires marno-gréseux du Domérien inférieur ; peut-être s'agit-il du Pliensbachien ou même déjà de Domérien ?

Quoi qu'il en soit, on peut rattacher les calcaires détritiques et ferrugineux (l₄) et les calcaires à Mytilidés à l'ensemble Pliensbachien-Domérien ;

j_{2.1}. des calcaires gris à silex ocres contenant de nombreux "filaments" passant à une alternance de marno-calcaires gris à silex suivis enfin de calcaires gris cristallins à très nombreux "filaments". Il s'agit là vraisemblablement du Dogger ; les "filaments" y abondent, en effet ; rappelons que le Jurassique moyen d'une partie de la Sierra de Quipar est, lui aussi, sous forme de calcaires à silex ocres de même faciès ;

j_{9.3}. des calcaires noduleux rouges, contenant encore quelques "filaments" à la base, suivis de couches de calcaires riches en débris d'Ammonites ; ces horizons sont absolument identiques aux niveaux noduleux rouges du Jurassique supérieur de la Peña Rubia de Cehegin.

Vers le SE, on retrouve le flanc normal du synclinal ; au niveau de la maison forestière de Burete, on relève (fig. 30 1b) la base dolomitique de la série jurassique reposant en contact anormal sur des marnes crétacées de l'unité du Charco, plus méridionale.

Fig. 30 Coupes du Jurassique de l'unité de Burete.
Commentaires dans le texte.

La série jurassique de l'extrémité nord-orientale de la Sierra de Burete est donc peu épaisse : 150 m maximum. Malgré l'absence de faune, elle paraît continuer du Lias inférieur au Tithonique.

B. Profil 2 ou coupe de Don Gil (fig. 30, 2)

Nous effectuerons maintenant une seconde coupe parallèle à la précédente, 5 km au SW. Elle intéresse la partie médiane de l'unité de Burete. Elle débute au niveau de la Fluente de Don Gil et emprunte un chemin muletier (Camino de Reventon) qui traverse obliquement la Sierra de Burete pour rejoindre la plaine de Coy.

Du NW au SE on observe la succession suivante :

t_{9.7}. des marnes irisées du Keuper superposées à des calcaires noirs, verticaux, du Muschelkalk (t_{5.3}) ;

l_{2.1}. un ensemble non stratifié de dolomies grises : Infralias et base du Lias inférieur ;

l₃. des calcaires compacts à grain fin, blanc-ivoirine, du même type que ceux constituant la base de la série jurassique de la coupe de la Cuesta Mata (Unité de la Loma de Solana, Sierra de la Peña Rubia). Il s'agit de Lias inférieur ;

l₄. des calcaires oolitiques à débris, ferrugineux, rouges et ocres, totalement azoïques ; il s'agirait là du Domérien dont les faciès sont parfois gréseux et conglomératiques ;

l₅. des calcaires noduleux rouges avec de nombreux restes de Bélemnites, représentant vraisemblablement le Toarcien. Remarquons que dans l'unité de la Loma de Solana, un peu plus au N, le Toarcien est soit calcaire (Sierra de Quipar) comme dans la Sierra de los Gavilanes, au NW de Caravaca, soit marneux (Sierra de la Peña Rubia) ;

J_{2.1}. des marno-calcaires (quelques mètres) et des calcaires gris à silex ocres (10 m au moins). Viennent ensuite des calcaires à silex ocres contenant de nombreux "filaments" ; les calcaires à silex sont identiques à ceux de la Sierra de Quipar que nous avons rattachés au Dogger. La base plus marneuse de cette formation pourrait correspondre à l'Aalénien (?).

J_{9.3}. des calcaires noduleux, rouges, à grands Radiolaires, passant vers le haut à des calcaires marneux gris avec quelques silex épars et renfermant de grands Radiolaires ; les niveaux deviennent ensuite nettement plus marneux.

La base des calcaires rouges (J_{9.3}) est encore fort vraisemblablement du Jurassique moyen. En effet, nous avons vu que le Dogger (partie supérieure) est représenté, dans l'unité de la Loma de Solana, par la

base des calcaires noduleux rouges contenant encore beaucoup de "filaments". Le même dispositif se retrouve dans cette série.

Nous assimilons au Malm le reste des calcaires rouges ($J_{9,3}$) terminés par des horizons noduleux et conglomératiques à Calpionella alpina et Crassicolaria intermedia indiquant le Tithonique supérieur. La partie terminale de ces conglomérats calcaires a livré : Calpionella alpina, Crassicolaria parvula, C. gr. elliptica (forme très courte) Romanella cadischiana ainsi que des Saccocomidae en galets remanies. Cette association indique déjà le Berriasien basal (*). Le passage au Néocomien franc se fait assez brutalement puisque l'on passe des calcaires rouges à des calcaires marneux gris.

7. CORRELATIONS DES SERIES JURASSIQUES SEPTENTRIONALES DU SUBBETIQUE

1. Généralités

Nous examinerons ici très brièvement les relations qui existent entre les séries des unités subbétiques les plus septentrionales (unités de los Rameles, de la Loma de Solana, de la Sierrecica de las Cabras et de Burete).

Le point commun à toutes ces séries jurassiques est le faciès uniformément calcaire du Lias moyen au Tithonique et la relative faible épaisseur de la série du Jurassique moyen et supérieur. Le Lias inférieur, dolomitique à la base et calcaire au sommet, peut être très épais localement. Des phénomènes d'ablation basale et d'étirement interviennent souvent et réduisent l'épaisseur de la série liasique.

Toutes les unités septentrionales ont été groupées, par différents auteurs, dont nous-même, sous le terme de "Subbétique calcaire". Les reliefs au front de la nappe sont en effet importants (Buitre au NW de Caravaca, Sierra de Quipar, Campanario et Burete au S de Cahegin). Ce Subbétique nord "calcaire" fut, pendant un temps, considéré (J. Paquet 1962 b) comme "ultra" c'est-à-dire comme ayant une origine meridionale par rapport au Subbétique sud "marneux". En effet, au S du "Subbétique calcaire", les contacts tectoniques

(*) déterminations de M.M. Durand Delga.

plongent vers le NW. Depuis lors, ces chevauchements ont été attribués à des rétrochevauchements vers le SE, postérieurs au charriage initial vers le N. On passe, en plan, du Subbétique le plus septentrional au Subbétique le plus méridional. Les différentes unités présentent donc actuellement une succession identique à celle qu'elles possédaient originellement.

2. Relation avec le Jurassique de l'autochtone

Le Jurassique de l'autochtone s.s n'affleure pas, nous l'avons vu. D'après les données inédites de sondage, il paraît être calcaire et dolomitique.

La série intermédiaire de la Puerta (partie visible la plus méridionale de l'autochtone sous le domaine subbétique charrié) doit se rattacher plus ou moins à l'unité de los Rameles. On ne connaît malheureusement pas, dans ce domaine intermédiaire, de termes antérieurs à l'Albien.

Il faut se reporter beaucoup plus à l'W (A. Foucault et R. Busnardo) (*) pour mettre en évidence le Jurassique essentiellement marneux, détritique et épais, du Prébétique méridional ; il est néanmoins très périlleux de supposer une continuité des niveaux jurassiques sur une si grande distance.

Les séries du Subbétique externe sont intimement liées entre elles. A l'unité de los Rameles, au Jurassique calcaire très réduit en épaisseur, fait suite au S l'unité de la Loma de Solana dont la série plus complète présente tous les niveaux du Jurassique, avec un développement particulier des calcaires noduleux rouges du Malm.

Vers le S, enfin, l'unité de Burete présente, elle, une série liasique peu épaisse, aux faciès nettement tranchés. Le Malm y est identique à celui de l'unité de la Loma de Solana.

8. LE JURASSIQUE DE L'UNITE DU CHARCO

81. Introduction

Au SE de la ligne de crête de la Sierra de Burete, s'étend une zone de reliefs dénommés "charco".

(*) voir bibliographie à ces auteurs

L'unité du Charco, essentiellement jurassique et crétacée est située, continûment, sous l'unité de Burete, plus septentrionale.

Nous étudierons les différents types de faciès du Jurassique qui se différencient nettement de ceux rencontrés jusqu'à présent, plus au N.

82. Description du Jurassique du Charco

A. Partie nord-est de l'unité du Charco (coupe de Juan el Cojo)

1°) Description

Partant de la route forestière principale de la Sierra de Burete, la piste du Cortijo de Juan el Cojo, nouvellement ouverte, offre une très belle coupe des différents termes du Jurassique. Du NW au SE, on observe les niveaux suivants, en série inverse (fig. 31) :

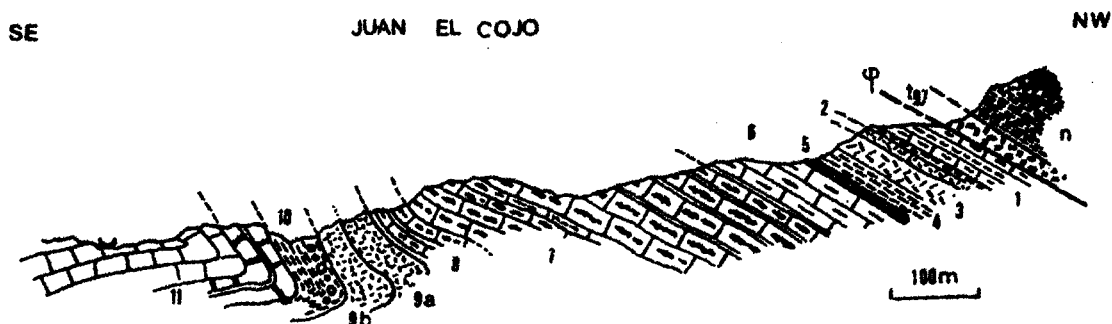


fig. 31 Coupe de Juan el Cojo (unité du Charco)
légende dans le texte.

n. des marno-calcaires gris-vert du Crétacé inférieur
t_{9.7}. une lame de marnes bigarrées du Keuper ; les marno-calcaires gris (n) néocomiens appartiennent à l'unité de Burete plus septentrionale qui chevauche vers le SE la série jurassique de l'unité du Charco (1 à 11) par l'intermédiaire d'une lame de Trias marneux (t_{9.7}).

1. quelques mètres de calcaires marneux gris et de marnes gris-blanc ;
2. 30 cm de marnes rougeâtres très tectonisées ;
3. des marnes grises et des calcaires marneux gris ;
4. des marno-calcaires rougeâtres à délit feuilleté (quelques mètres) ;

Les niveaux (1) et (3) formés de calcaires marneux gris et de marnes sont séparés par un liseré de marnes rouges (2) qu'il est difficile de rattacher au Keuper. Malgré l'absence de faune, on peut attribuer l'ensemble des niveaux

(1) à (3) au Lias supérieur. Le Toarcien typique serait représenté par un faciès marneux (marnes rougeâtres (4)). Il se peut donc que ces horizons (1 à 4) représentent le Toarcien (avec un faciès rouge marneux au sommet) et peut-être l'Aalénien.

5. des calcaires marneux fortement "altérés" débutant par des calcaires siliceux verdâtres à Radiolaires dont la base, terre-de-sienne, prend un aspect cinéritique (on y observe, en effet, des globules de silice entourés d'une roche légère et tendre attribuable à une cinérite) ;

6. des calcaires gris-noir, légèrement marneux (20 m au moins) ;

La base des marno-calcaires (5) rappelle le niveau de roches vertes que l'on rencontre, beaucoup mieux conservé, dans la Sierra de Ricote. Nous n'avons pu mettre en évidence de roche éruptive nette. Il s'agit simplement de tufs cinéritiques. L'aspect "cuit" de la roche conduit à penser que la roche effusive a coulé sur (ou au sein ?) de ces calcaires marneux. Dans d'autres régions (Sierras del Madrono, Ricote-Mahoma), l'émission de lave se situe à la limite Aalénien-Dogger. Faisant donc une suite logique au Toarcien présumé (3 et 4) viendrait l'Aalénien-Dogger (5 et 6) sous forme de calcaires marneux gris peu épais.

7. des calcaires épais à silex allongés à patine ocre ;

8. une alternance (10 m) de calcaires à silex et de marnes vertes ;

La plus grande partie de ces calcaires à silex (7) représente le Dogger à "filaments" ; ceux-ci diminuent, disparaissent vers le haut et sont très vite remplacés par des Saccocomidae du Kiméridgien. Ainsi, les calcaires à silex et les marnes (8) représenteraient-ils déjà le Malm ?

9. un ensemble de marnes colorées comprenant à la base 1 m de marnes lie-de-vin suivies de quelques mètres de marnes indurées vert-kaki (9a) et d'un second niveau plus important de marnes lie-de-vin (9b) ;

10. des calcaires compacts, noduleux à Radiolaires, des marnes à aspect conglomératique ;

L'ensemble coloré (9) est un faciès marneux typique où coexistent les teintes rouges (9a) et vertes (9b). Il s'agit vraisemblablement d'un niveau appartenant à la partie supérieure du Malm (Tithonique ?). Ces marnes sont suivies d'un niveau remarquable (10) : on y observe, en effet, la coexistence de marnes à aspect "conglomératique" et de calcaires verdâtres noduleux appartenant au Tithonique à Calpionelles.

11. une alternance monotone de calcaires légèrement marneux gris-vert à silex, et de marnes vertes du Néocomien. Certaines bases de bancs sont conglomératiques.

CONCLUSION

La série de la coupe de Juan el Cojo est caractérisée par des faciès mixtes. En effet,

. les marnes rougeâtres du Toarcien,



. les niveaux cinéritiques traduisant une éruption de lave,
 . les calcaires à silex du Dogger,
 sont des faciès proches de ceux du Subbétique interne à Jurassique essentiellement marneux ;
 . le faciès "ammonitico-rosso" marneux ainsi que les calcaires et les marnes noduleuses du Malm évoquent une liaison avec les faciès rouges "ammonitico-rosso" calcaires des unités septentrionales.

B. Partie ouest de l'unité du Charco (suite vers l'E de la coupe de Juan el Cojo) (fig. 32).

A l'E de la Sierra, pour rejoindre la coupe de Juan el Cojo, on peut emprunter un ravin est-ouest débutant près du Camino de los Perligueros au niveau de la route forestière orientale de la Sierra de Burete.

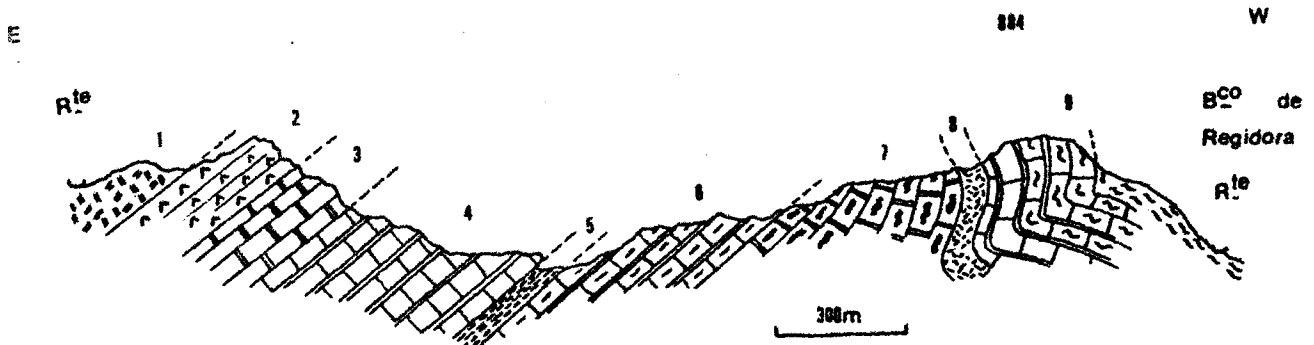


Fig. 32 Evolution vers le SE de la coupe de Juan el Cojo (unité du Charco).
 Commentaires dans le texte.

On relève les niveaux suivants, d'E en W (en position inverse) :

1. des marnes irisées du Keuper ;
2. des dolomies grises massives de l'Infralias ;
3. des calcaires oolitiques ou graveleux à grain fin du Lias moyen ;
4. des calcaires légèrement argileux à petits débris charbonneux : Lias moyen ou supérieur , ? ;

Les calcaires (4) ont leur équivalent dans la coupe du Barranco de la Puerta dans la Sierra de Quipar (fig. 26) où au niveau du Lias supérieur apparaît, entre le Dogger et le Lias moyen, des calcaires légèrement argileux. Sans preuve paléontologique, nous avançons donc un âge lias supérieur pour ces calcaires (4).

5. des marnes blanchâtres ;
6. une série très puissante de calcaire marneux gris à grands Radiolaires et de marno-calcaires ;

Les niveaux (5) et (6) sont des marno-calcaires. Ils sont situés sur le Lias supérieur présumé et sous le Dogger à silex. Il s'agit là de la base de l'ensemble Aalénien-Dogger.

7. des calcaires en gros bancs à silex.

Les calcaires à silex (7) sont, à leur base, du Jurassique moyen par l'abondance des "filaments", et à leur sommet, du Malm inférieur.

8. des marno-calcaires (quelques mètres) roses ou rouge lie-de-vin, révélant, en lame mince, de très nombreux grands Radiolaires. Ces marnes, peu épaisses, représentent très vraisemblablement le faciès marneux du Malm supérieur, très développé sur le flanc nord-ouest du synclinal de Regidora (coupe de Juan el Cojo) ;

9. une série épaisse de calcaires verdâtres à grands Radiolaires ; de calcaires à silex et de calcaires compacts gris alternant avec des marnes verdâtres ; ces derniers calcaires sont parfois bréchiques ou même conglomératiques.

La série calcaire (9) représente la partie supérieure du Malm et la base du Néocomien. De bas en haut, elle se divise en :

9₁. calcaires verdâtres et calcaires à silex à grands Radiolaires et nombreux Saccocomidae du Kiméridgien ;

9₂. calcaires en bancs nets fournissant à la base des Radiolaires et de très nombreuses Calpionella alpina, Crassicolaria intermedia du Tithonique ;

9₃. calcaires conglomératiques à : Calpionella alpina, Crassicolaria intermedia, Tintinopsella carpathica du Neocomien (*) ;

Le passage Jurassique-Crétacé s'effectue donc au sein des calcaires lités (9).

3. Conclusions

La série orientale de l'unité du Charco est essentiellement formée de calcaires et de marnes. Elle est beaucoup plus uniforme et monotone que celle observée dans la coupe de Juan el Cojo. Les marnes rouges siliceuses du Malm sont peu épaisses et le passage au Crétacé s'effectue au sein de calcaires lités, à grain fin, sans apparence de discontinuité.

Cette série est typiquement intermédiaire entre celle du Subbétique septentrional et celle du Subbétique méridional. Elle évoque, par la monotonie de ses faciès, la série observée dans le Subbétique méridional dont le Jurassique est uniformément marneux dès le Lias supérieur, et, par l'abondance des faciès calcaires, les séries septentrionales. Elle représente donc l'évolution progressive, du NW au SE, des faciès de plate-forme essentiellement calcaires

(*) détermination de M.M. Durand Delga.

passant aux faciès marneux du bassin subbétique interne.

C. Partie méridionale de l'unité du Charco

Au SW du massif de Burete-Charco, entre la dépression triasique de la Casa de Garobera et la ligne de crête de Burete, se développent des faciès essentiellement calcaires où il est délicat d'opérer les divisions relativement fines que nous avons pu faire dans le reste de la Sierra.

La position tectonique de l'unité de Burete est invariable vers le SW. Elle chevauche toujours, par l'intermédiaire d'une lame de Keuper, les séries redressées vers le SE de l'unité du Charco.

Le ravin situé entre les cotes 974 et 889 et débutant au niveau de la Casa de Garobera se dirige vers le NW et montre une coupe excellente de cette série de calcaires plus ou moins marneux (fig. 33).

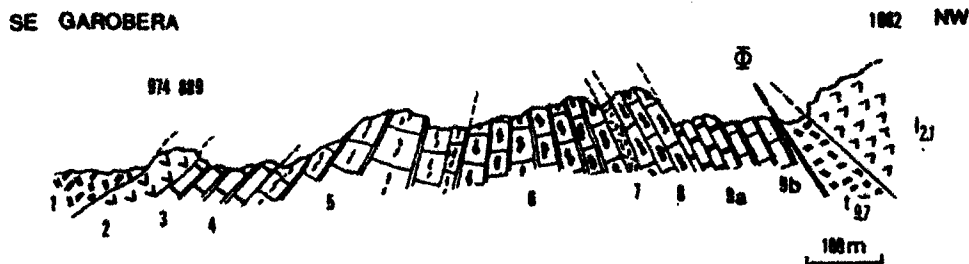


Fig. 33 Coupe du Jurassique de la partie sud-occidentale de l'unité du Charco - Légende dans le texte -

Du SE au NW, on observe :

1. des marnes bigarrées à gypse du Keuper formant la dépression de Garobera qui s'allonge du SW au NE ;
2. des dolomies grises bréchoïdes de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;

Nous n'avons pas observé de calcaires blancs oolitiques sur ces dolomies ; il s'agit sans doute d'une lacune d'observation car ce niveau est remarquablement constant dans tout le domaine subbétique.

3. une série de calcaires noirs veinés de calcite ;
4. des calcaires légèrement marneux à débris charbonneux ;

Les calcaires noirs (3) et les calcaires à débris charbonneux évoquent le niveau (4) de la figure 2.

Il s'agit vraisemblablement du Lias moyen et supérieur p.p.

5. des calcaires légèrement marneux gris, à taches plus foncées contenant de grands Radiolaires ;

6. un ensemble puissant de calcaires lités à silex ocre avec de nombreux "filaments" à la base ;

Les calcaires (5) sont typiques par leur microfaciès du Lias supérieur. Ils sont suivis de calcaires à silex et à "filaments" (6) du Dogger et du Malm (p.p.).

7. un niveau plus épais (2m) rouge lie-de-vin, très riche en Radiolaires et situé vraisemblablement dans le Malm supérieur ;

8. un niveau de calcaires à silex et à grands Radiolaires (moins épais que (6) mais de même faciès) ;

9. des calcaires gris-verdâtre en bancs très nets (9a) passant vers le haut sans discontinuité à des calcaires marneux et à des marnes vertes (9b) ;

10. des marnes du Keuper suivies de dolomies grises (1₂) appartenant à la base de l'unité de Burete, chevauchante.

Les calcaires à silex (8) du Malm supérieur font la transition avec le Tithonique calcaire (9a) passant à son tour sans discontinuité au Néocomien (9b).

Conclusion

La série observée se caractérise donc par des calcaires légèrement marneux du Lias moyen jusqu'au Dogger, puis par des calcaires pélagiques à silex du Dogger-Malm p.p. admettant vers leur sommet un niveau marneux rouge (Tithonique ?).

Le Tithonique franc est formé de calcaires banals à Calpionelles.

Cette série se caractérise, comme celle de la partie méridionale de la série de Juan el Cojo, par des faciès calcaires uniformes durant presque tout le Jurassique, excepté au Dogger et au Malm où des dépôts siliceux les ont perturbés.

83. Conclusions à l'étude du Jurassique de l'unité du Charco (fig. 34).

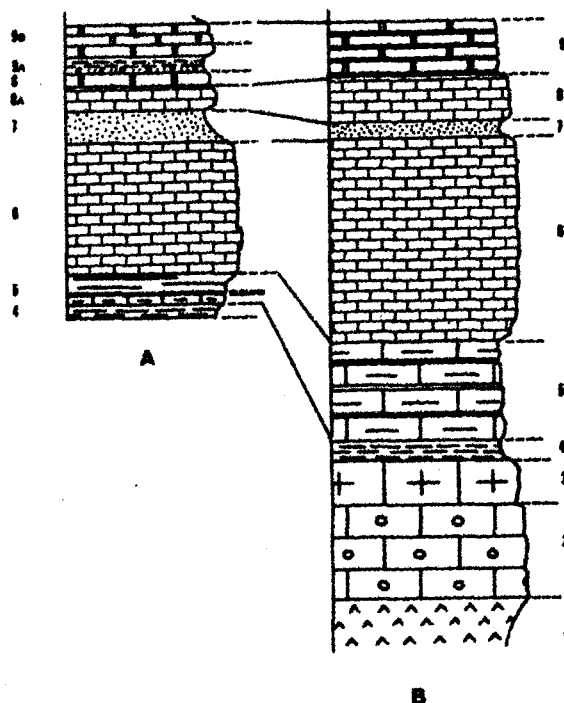


fig. 34 Colonnes stratigraphiques du Jurassique de l'unité du Charco.

Colonne A : partie nord-orientale

4 : marnes toarciennes ; 5 : marnes et marno-calcaires gris de l'Aalénien avec traces de roche éruptive ; 6 : calcaires à silex du Dogger-Malm ; 7 : marnes siliceuses rouges ; 8 : calcaires à silex ; 9 : marnes conglomératiques, calcaires bréchiques du Tithonique (9a) et du Néocomien (9b).

Colonne B : partie méridionale

1. dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; 2. calcaires compacts, oolitiques, du Lias ; 3 : calcaires à débris, du Lias moyen ; 4 : marnes du Toarcien ; 5 : marnes et calcaires marneux de l'Aalénien ; 6 : calcaires à silex du Dogger-Malm ; 7 : marnes siliceuses rouges ; 8 : calcaires compacts gris du Tithonique ; 9 : calcaires lités du Tithonique-Néocomien.

En résumé, l'Infralias est dolomitique, peu épais (apparemment), car une ablation basale importante s'est peut-être produite entre dolomies liasiques et marnes du Keuper. Le Lias, là où on peut l'observer, c'est-à-dire dans la partie orientale de la Sierra (fig. 32), est classique : ce sont des calcaires oolitiques blancs ou à grain fin suivis de calcaires noirs veinés de calcite.

Le Lias supérieur peut être représenté, par analogie avec la Sierra de Ponce, par des marnes et des calcaires marneux.

Au niveau du Jurassique moyen, les choses se compliquent : dans la partie nord-est (fig. 1 coupe de Juan el Cojo) des marno-calcaires de l'Aalénien-Dogger, peu épais, montrent des indices de coulée de roche basique , alors qu'ailleurs, le sommet du Lias et la base du Dogger sont constitués d'une masse monotone assez épaisse de marno-calcaires et de calcaires marneux gris.

Le Dogger et la partie inférieure du Malm sont représentés par des calcaires à silex , puissants dans la partie nord-orientale. Vers le sommet de ces calcaires, apparaît le niveau caractéristique marneux rouge possédant un faciès siliceux prononcé dû à l'abondance de grands Radiolaires.

Le Tithonique à Calpionelles ne présente pas de faciès noduleux calcaire : il en est cependant très proche. Ce sont des calcaires en bancs nets, d'aspect compact, mais souvent noduleux en lame mince. Dans la partie nord-est de l'unité, le faciès est franchement noduleux et mixte (marneux et calcaire). On passe vers le haut sans discontinuité apparente au Crétacé inférieur (marnes et calcaires marneux).

L'unité du Charco est uniformément chevauchée, par l'unité de Burete. Il est difficile de juger de l'amplitude de ce rétrochevauchement. Les indentations du contact anormal sont faibles. Sur le plan stratigraphique, il est par contre évident que les deux séries (Burete et Charco) sont différentes mais néanmoins comparables. Les rétrochevauchements, quand on peut en préciser l'ampleur, sont réduits (1 à 2 km). Cela revient à dire que, sur le plan paléogéographique, on pourrait passer sur une telle distance, donc rapidement, des faciès de ride (unité de Burete) aux faciès de flanc de ride (unité du Charco).

9. JURASSIQUE DE LA SIERRA DE RICOTE

91. Introduction et Généralités

La Sierra de Ricote est composite (fig. 35) : en effet, trois unités principales se distinguent du N vers le S : l'unité de la Bermeja (du nom d'un hameau situé au NW de la Sierra), l'unité de Garita (du nom du

plus haut sommet) et l'unité de Mezquila, située au S...

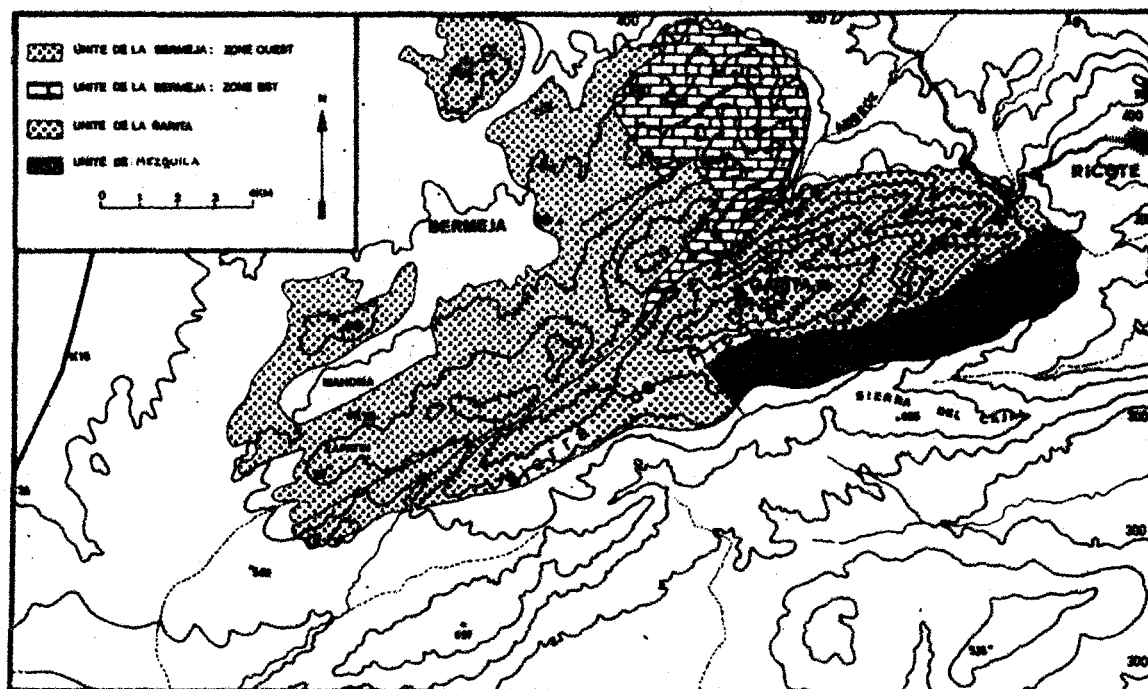


fig. 35 Les différents ensembles de la Sierra de Ricote.

Une découverte paléontologique importante est due à P. Fallot qui récolta une faune abondante d'Ammonites du Bajocien-Bathonien (1930 et 1945) dans la zone du Collado Blanco, au col du Veto, c'est-à-dire dans la partie occidentale de l'unité de la Bermeja. Nous l'examinerons plus loin en détail.

La stratigraphie de la Sierra de Ricote définie par P. Fallot était la suivante : sur des dolomies grises du Lias inférieur, venaient des calcaires lités puis des marno-calcaires. Le Dogger à Ammonites était sous forme de marno-calcaires gris. Seul le faciès "andalou", calcaire, du Jurassique supérieur était apparu à P. Fallot, localement au N de la Sierra, dans la zone de la Fuente del Burrero.

A. Almela et J.M. Ríos, lors de leur étude monographique de la Sierra de Ricote, ont fourni à G. Colom (1956) une série d'échantillons grâce auxquels furent définis les différents horizons du Jurassique terminal

et du Néocomien de cette même unité de la Bermeja.

92. JURASSIQUE DE L'UNITÉ DE LA BERMEJA

Le petit village de "La Bermeja" tire son nom des marnes rouges du Jurassique terminal qui l'entourent.

Cette unité forme la partie septentrionale de la Sierra de Ricote. Elle est constituée d'une série jurassique assez épaisse suivie de marnes et de marno-calcaires du Crétacé. Ce même Crétacé, vers le N, forme la couverture du Jurassique de la Sierra de Lloro.

L'unité de la Bermeja présente des variations de faciès très importantes d'E en W. Comme nous l'avons vu pour l'unité du Charco dans la Sierra de Burete, deux séries voisines sont en présence et l'on passe de l'une à l'autre sans accident tectonique majeur.

A. Jurassique de la zone occidentale (Zapatin) de l'unité de la Bermeja

1°) coupe de Mahoma : extrémité occidentale de l'unité de Bermeja.
Zone de Zapatin.

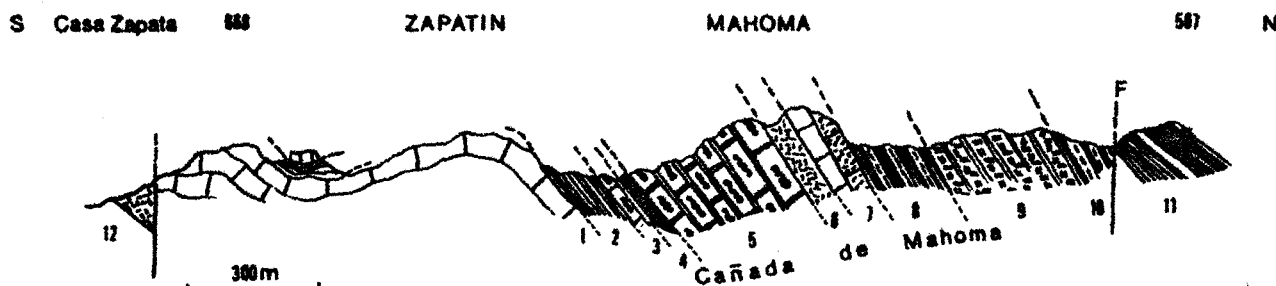


Fig. 36 Le Jurassique de la partie occidentale de l'unité de la Bermeja :
coupe de Mahoma
Commentaires dans le texte.

Un chemin, débutant à la Casa de Zapatin ($x = 2^{\circ} 11'$, $y = 38^{\circ} 06' 15''$) et se dirigeant vers le N, permet d'accéder à la partie haute de la Cañada de Mahoma. Ce ravin offre une coupe très claire de toute la série jurassique et crétacée (fig. 36). Du S vers le N, et de bas en haut, on relève les niveaux suivants :

1. des calcaires compacts en bancs nets du Lias inférieur et moyen ;
2. des calcaires marneux et des marnes grises du Lias supérieur ;
3. quelques mètres de calcaires à silex ocres et de marnes verdâtres de l'Aalénien-Dogger ;
4. un niveau de 2 m de roches éruptives vertes ;
5. une masse importante de calcaires à silex, souvent oolitiques ou graveleux englobant le Dogger (à "filaments") et le Malm inférieur ;
6. un niveau de marnes siliceuses lie-de-vin et de marnes siliceuses vert-kaki à délit écailleux du Malm supérieur (Tithonique probablement exclu) ;
7. quelques mètres de calcaires compacts se terminant par des calcaires noduleux ou des brèches monogéniques du Tithonique.

2°) Coupe du col del Veto à la maison forestière de Mahoma (fig. 37).

Cette coupe se situe quelques kilomètres au NE de la précédente. Elle débute le long de la route forestière principale du col del Veto. Au pied de la cote 763, elle emprunte ensuite la route en lacets qui se dirige vers la maison forestière de Mahoma ; on observe de bas en haut :

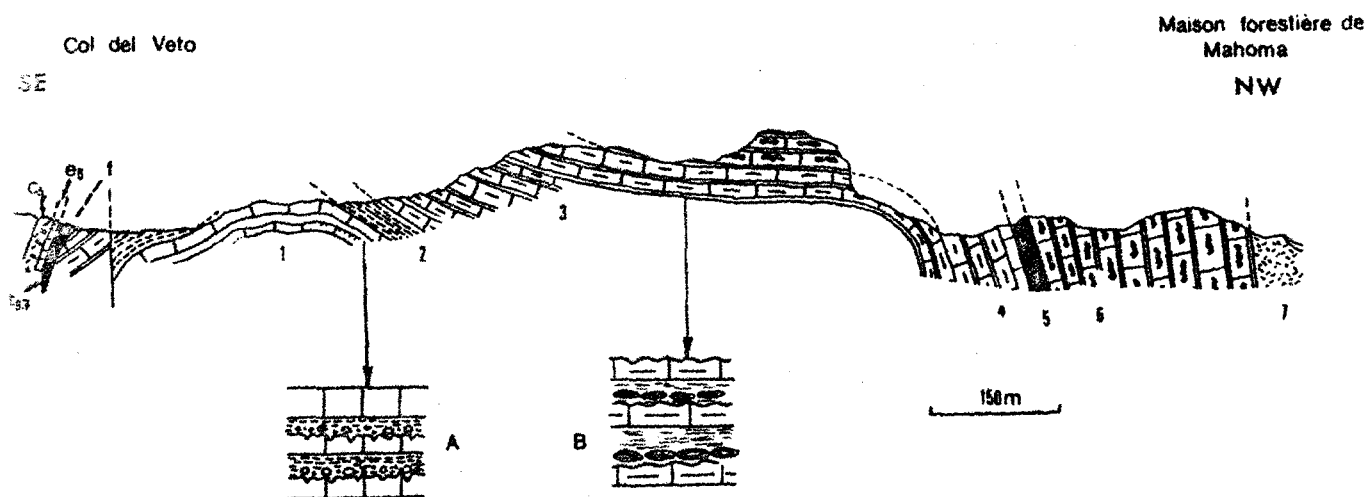


fig. 37 Le Jurassique de la partie occidentale de l'unité de la Bermeja :
Coupe du col del Veto -

Unité de la Garita : $t_{9,7}$: marnes bigarrées à gypse du Keuper ; e_5 : lutétien calcaire ; c_1 : "couches rouges" du Crétacé supérieur.

Unité de la Bermeja : 1 : calcaires liasiques ; 2 : marnes ocre-rougeâtre du Toarcien ; 3 : marnes et marno-calcaires gris de l'Aalénien-Dogger ; 4 : calcaires à silex ; 5 : roche éruptive de la limite Aalénien-Dogger ;

6 : calcaires oolitiques, graveleux, à silex ; 7 : marnes siliceuses lie-de-vin.

1. des calcaires en bancs nets avec des interlits marneux au sommet, des passées conglomératiques (détail A, fig. 37) ; les galets sont calcaires et ne se différencient du ciment qui les entoure que par leur teinte sombre ;
2. des marnes et marno-calcaires rougeâtres, conglomératiques à la base ; ce niveau montre quelques débris indéterminables d'Ammonites et présente exactement le faciès du Toarcien daté de l'unité de la Sierra de Ponce.
3. une série très puissante (100 m au moins) de marnes et de calcaires marneux gris à Posidonomyes (Posidonomya alpina A. Gras) et Ammonites ; les marnes ont un débit en boules (détail B fig. 37)

C'est précisément sur cette coupe et dans ce niveau que P. Fallot a récolté :

Phylloceras cf. kudernatchi Hauer, Ph. cf. circe Hébert ;
Oecotraustes genicularis Waag., Cadomites plicatissimus Quenst.,
Perisphinctes martinsi d'Orb., P. cf. martinsi d'Orb., Bigotites schmiereri Benz, Patoceras bispinatus Bang. et Sanz P. obliquecostatum Quenst.,
P. orbignyi Bang et Sanz.

caractérisant le Bajocien.

et Perisphinctes forticostatus de Gross., Platystomaceras vesaignensis Corroy (A. platystoma Quenst. non Rein.) Protetragonites tripartitum Rasp. et Posidomya alpina A. Gras caractérisant le Bathonien.

C'est dans un faciès très similaire que P. Fallot rencontra les faunes du Dogger à Cadomites dans l'unité de la Sierra de Ponce, plus au SW.

4. des calcaires à silex de l'Aalénien-Dogger
5. 5 m au moins de roches vertes ;
6. une série essentiellement calcaire à lits très continus de silex : les calcaires sont soit oolitiques, soit graveleux, soit à grain fin et représenteraient la totalité du Dogger et la base du Malm ;
7. des marnes siliceuses, lie-de-vin à vert, du Malm supérieur.

En résumé, le Jurassique de la zone de Mahoma est d'épaisseur réduite, calcaire jusqu'au Lias moyen, marneux durant le Lias supérieur, puis caractérisé par une émission de roche verte au niveau de l'Aalénien-Dogger, enfin calcaro-siliceux durant le Dogger-Malm. C'est vraisemblablement au Kiméridgien-Tithonique inférieur que le faciès est marneux et rouge.

Cette coupe extrêmement claire a son équivalent un peu plus au NE, le long de la route forestière principale conduisant au hameau de la Bermeja. Nous tirerons plus loin, des conclusions de ces deux coupes forestières.

3°) Coupe de la Bermeja

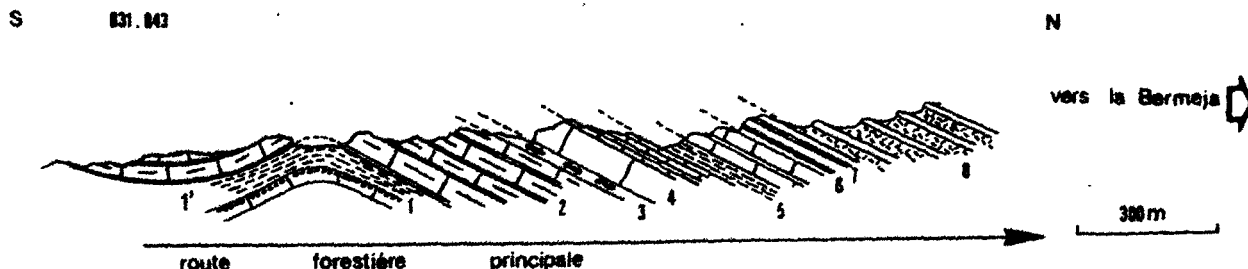


Fig. 38 Coupe du Jurassique de l'unité de la Bermeja effectuée le long de la route forestière conduisant au hameau de la Bermeja.

Commentaires dans le texte.

Du S vers le N, on relève les niveaux suivants, le long de la route forestière du col del Veto au village de la Bermeja (fig. 38) :

1. les calcaires décrits précédemment en bancs nets avec au sommet des intercalations de marnes conglomératiques ;
- 1'. des marnes ocrées à rouges également rencontrées précédemment ;
2. un ensemble puissant de calcaires marneux et de marnes grises ;
3. quelques mètres de marnes et de calcaires à rares silex. C'est au-dessus de ce niveau que l'on observe des roches vertes dans cette unité : elles ne figurent pas sur cette coupe ;
4. des calcaires massifs à grosses oolites, passant vers le haut à des calcaires granoclassés, graveleux, puis à des calcaires à grain fin ;
5. une dizaine de mètres de marnes gris-bleu indurées à délits en "frites" ;
6. des calcaires à grain fin et des marno-calcaires en plaquettes, des marnes vertes ;
7. 10 m de calcaires à silex en petits bancs de 5 à 8 cm, très réguliers, et des marnes ;
8. des marnes indurées siliceuses, vert-kaki, rouge-violet ou ocrées de faciès "ammonitico-rosso" marneux.

Cette coupe est, en résumé, peu différente de celle de Mahoma.

On distingue seulement une accentuation des faciès marneux. Synthétiquement les deux dernières coupes révèlent les niveaux suivants (voir la colonne stratigraphique schématique de la fig. 40) :

1. des calcaires du Lias moyen présentant à leur sommet des marnes conglomératiques. Nous ne pensons pas qu'il y ait, à ce niveau, lacune de sédimentation. En effet, dans le détail, on observe un remaniement sur place des calcaires dans les petits niveaux de marnes sus-jacentes (fig. 37 détail A) ;
2. des marnes ocre-rouge, typiques du Toarcien ;
3. un ensemble, assez puissant à l'W, de marnes et de marno-calcaires gris-bleu à Posidonomyes et Ammonites de l'Aalénien-Dogger ;
4. Dans la partie inférieure de ces marnes (3), le niveau de roches vertes affleure de manière régulière à l'W de l'unité de la Bermeja. La sédimentation siliceuse précède légèrement cette émission basique. Nous étudierons plus loin ce fait en détail ;
5. un ensemble calcaro-marneux, plus riche en marnes vers l'E. Les calcaires sont très souvent oolitiques ou graveleux, parfois à grain fin. Il s'agit de la partie supérieure du Dogger et d'une bonne partie du Malm ;
6. des marnes colorées du Malm supérieur : Kiméridgien-Tithonique inférieur (?)
7. des calcaires légèrement marneux gris blanc et des marnes de même teinte du Tithonique supérieur.

B. Jurassique de la zone orientale de l'unité de la Bermeja

1°) Introduction

L'unité de la Bermeja est affectée du SW au NE, par une faille inverse (voir par exemple la fig. 39) plongeant vers le N, de faible amplitude et qui fait chevaucher, du NW vers le SE, la série occidentale calcaro-siliceuse et marneuse (zone de Mahoma) sur la zone orientale essentiellement calcaire. Cet accident, imputable à la tectonique de rétrochevauchement vers le SE, s'est placé exactement à la limite des deux zones de faciès. Ce fait, courant en pays de nappes, empêche d'observer les récurrences de faciès d'une série dans l'autre.

Il paraît néanmoins certain que les deux zones en question appartiennent bien au même ensemble paléogéographique et tectonique. En effet, vers le N, un peu à l'E du hameau de la Bermeja, on passe d'une zone à l'autre sans noter la présence d'accident chevauchant.

2°) Composition stratigraphique

La série jurassique de la partie orientale de l'unité de la Bermeja est essentiellement formée de calcaires pélagiques (siliceux à partie du Dogger). Une coupe effectuée au coeur de la Sierra de Ricote de la Rambla de Ambroz à la cote 859 montre du N vers le S (fig. 39):

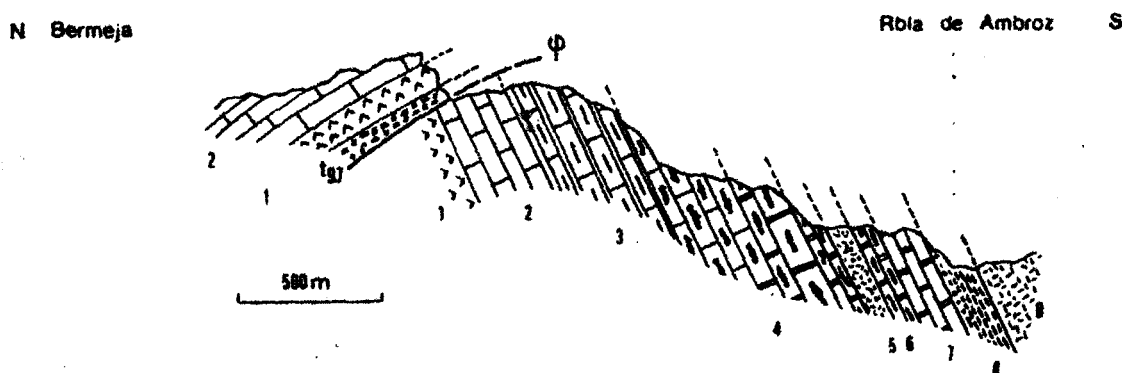


fig. 39 Le Jurassique de la partie orientale de l'unité de la Bermeja
Commentaires dans le texte

1. des dolomies grises bréchoïdes de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;
2. des calcaires noirs, en bancs nets, veinés de calcite,
3. des calcaires très puissants, légèrement marneux, avec quelques très rares Ammonites : Lias,
4. des calcaires lités, puissants à silex, contenant des "filaments" à la base : Dogger-Malm inférieur ;
5. des marne-calcaires siliceux lie-de-vin : Malm supérieur ;
6. des calcaires à silex identiques à (4) mais peu épais,
7. quelques mètres de calcaires gris, bien lités du Tithonique ;
8. des calcaires marneux et des marnes gris-vert du Crétacé inférieur,
9. des "couches rouges" à Globotruncana du Sénonien.

3°) Conclusions

Cette série est donc essentiellement formée de calcaires pélagiques.

C. Conclusions relatives au Jurassique de la Bermeja

La zone occidentale de l'unité de la Bermeja paraît être, paléogéographiquement, plus externe que la partie orientale. On peut formuler d'ailleurs cette conclusion dans l'unité du Charco (S de la Sierra de Burete) où la série de Juan el Cojo (fig. 31), très comparable à celle constituant la zone occidentale de l'unité de la Bermeja, constitue l'évolution septentrionale de la série calcaro-siliceuse assimilable, elle, à la série qui affleure dans l'E de l'unité de la Bermeja.

En résumé, on peut distinguer dans l'unité de la Bermeja deux zones de faciès (comme dans l'unité du Charco plus au SW) ;

1° une zone occidentale

L'Infralias y est dolomitique. Le Lias inférieur y est calcaire. Le Lias supérieur, lui, est marneux.

L'Aalénien est formé de marnes et de marno-calcaires gris auxquels fait suite une série épaisse de calcaires à silex (oolitiques ou à grain fin) et de marnes du Dogger-Malm inférieur. Les niveaux supérieurs du Malm présentent un faciès marneux rouge ; vient ensuite le Crétacé inférieur marneux.

Notons la présence au niveau de l'Aalénien-Dogger de roches basiques effusives.

2°) Une zone orientale

Les faciès s'y banalisent dès le Lias. On distingue, en effet, un Infralias dolomitique suivi d'une série très monotone de calcaires pélagiques du Lias s.l. Le Dogger et le Malm sont uniquement représentés par des calcaires pélagiques à silex.

Au sommet du Malm (Tithonique ?) on relève la présence d'un niveau peu puissant de marnes rouges.

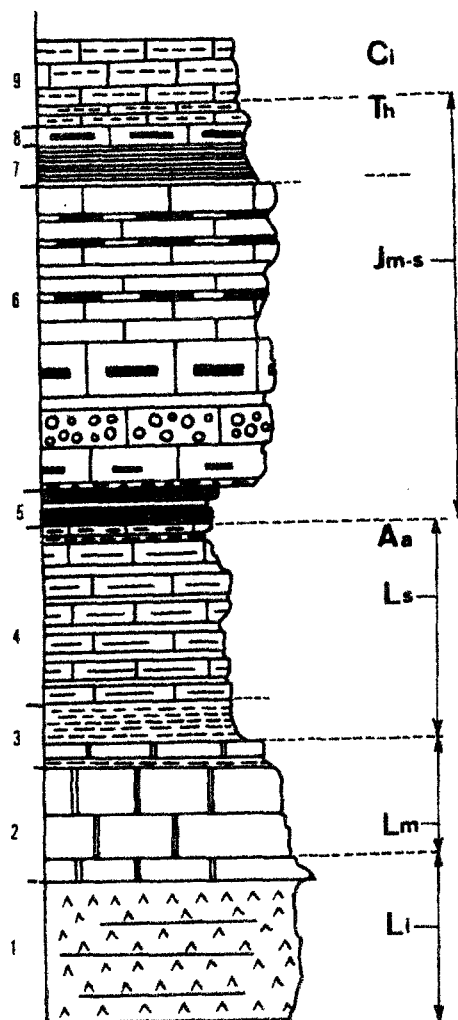


fig. 40 Colonne stratigraphique du Jurassique de l'unité de la Bermeja (partie occidentale)

1. dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;
2. Calcaires du Lias inférieur et moyen ;
3. marnes ocre du Toarcien ;
4. marnes et marno-calcaires gris de l'Aalénien ;
5. Roche éruptive verte ;
6. Calcaires, marnes, calcaires à silex du Dogger-Malm ;
7. marno-calcaires siliceux rouges et verts (Kiméridgien-Tithonique) ;
8. calcaires à silex (Tithonique) ;
9. calcaires marneux du Néocomien.

Li : Infralias et Lias inférieur ;
 Lm : Lias moyen ;
 Ls : Lias supérieur dont Aa :
 Aalénien ;
 Jm-s : Jurassique moyen et supérieur ;
 Th : Tithonique ;
 Ci : Crétacé inférieur.

En résumé, l'unité de la Bermeja possède une série jurassique sujette à des variations, homologue de celle mise en évidence 25 km au SW, dans l'unité du Charco.

La série est continue du Lias inférieur au Tithonique. Elle est soit uniformément calcaire mais pélagique, soit mixte, marneuse et calcaire. Les sédiments calcaires sont souvent oolitiques ou graveleux et traduisent par leur caractère granoclassé et souvent bréchique une mise en place par courants de turbidité en milieu vraisemblablement profond. La silice est abondante et présente une alternance rythmique de dépôt.

Au sommet du Malm, on relève la présence constante d'un niveau de marnes siliceuses.

Nous verrons maintenant les relations paléogéographiques existant entre cette unité de la Bermeja et celle de la Garita située immédiatement au S.

93. Jurassique de l'unité de la Garita

Cette unité est fortement plissée : du S vers le N, on observe un pli anticlinal à flanc nord renversé (anticlinal de la Garita), un synclinal liasique (synclinal du Barranco del Pozo) et enfin un pli anticlinal à flanc nord totalement renversé. Ce dernier pli chevauche, vraisemblablement sur une faible distance, l'unité de la Bermeja.

A. Constitution de la série jurassique

Le flanc nord de l'anticlinal livre une coupe excellente. On peut en grande partie la lever au niveau de la route forestière, au pied de la cote 1096. L'observation continue permet de construire une colonne stratigraphique où n'intervient aucune interprétation. De bas en haut, on observe (fig. 41).

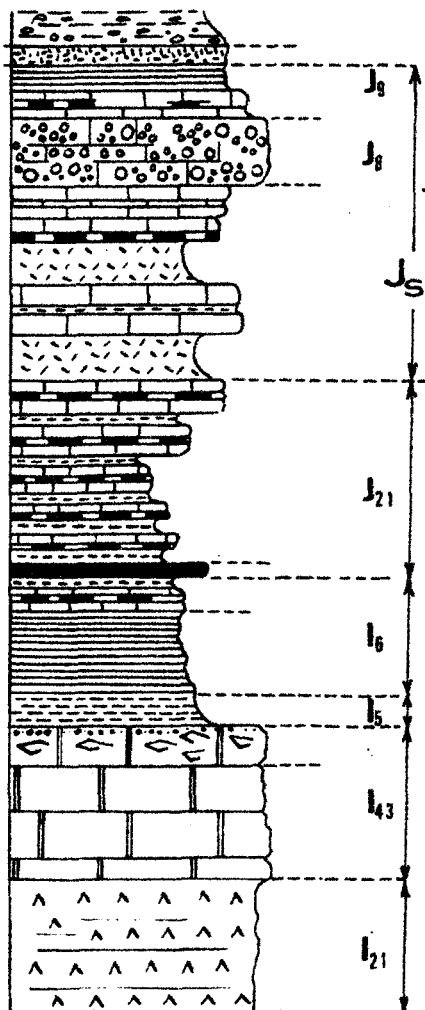


fig. 41 Colonne stratigraphique synthétique du Jurassique de l'unité de la Garita. Commentaires dans le texte.

l_{21}^1 : des dolomies grises massives de l'Infra-lias, et de la base du Lias inférieur ;

l_{43}^1 : des calcaires oolitiques blancs, des calcaires compacts, finement veinés de calcite ; ces horizons calcaires se terminent par quelques mètres de calcaires à grands Lamellibranches (Mytilidés) non dégageables qui constituent un niveau repère dans le Subbétique méridional sous le Domérien. Cet épisode calcaire représenterait donc le Lias inférieur (et peut-être moyen en partie ?) ;

¹₅ : des marnes ocre-rouge à Ammonites indéterminables car très déformées. Ce niveau présente le même faciès que le Toarcien de l'unité de la Sierra de Ponce bien daté paléontologiquement ;

¹₆ : des marnes et des marno-calcaires gris terminés par une dizaine de mètres d'une alternance de marnes vertes, de calcaires oolitiques et silex en bancs ; la microfaune est très pauvre puisqu'on ne relève, en lame mince, que quelques grands Radiolaires et quelques "filaments". Nous pensons pouvoir attribuer ce niveau à l'Aalénien.

r.e. quelques petites lentilles de roches vertes très altérées.

J_{2,1} : une première série, épaisse et monotone faite d'une alternance de calcaires oolitiques, graveleux ou à grain fin, de marnes vertes et de Radiolarites. L'abondance des faciès à "filaments" rattache cet ensemble au Dogger ;

J_S : une seconde série identique quant aux faciès à la précédente caractérisée par la disparition progressive des "filaments", et par la présence de grands Radiolaires. Il semble qu'il s'agisse de la base du Jurassique supérieur ;

j₈ : 30 à 40 m de conglomérats polygéniques très compacts suivis de 2 m de calcaires à silex et de marnes verdâtres. Les éléments de ces conglomérats sont soit siliceux (Radiolarites en petits galets) et calcaires (galets de calcaires à grands Radiolaires, de calcaires à "filaments" et de calcaires fins à *Saccocomidae*). A côté de ces galets, on trouve des débris de Belemnites, d'Echinodermes, de Lamellibranches ainsi que des fragments de Clypeïnes. Nous plaçons donc ces conglomérats dans le Kiméridgien Tithonique ;

j₉ : 1 m de marnes indurées, légèrement siliceuses, rouge lie-de-vin ou roses à Calpionelles du Tithonique supérieur avec (*) :

Calpionella alpina, Crassicolaria intermedia, C. gr. intermedia, C. masutiana, C. gr. elliptica, Stomiosphaera minutissima.

B. Les différents types de sédimentation de l'unité de la Garita

1°) la série de l'Aalénien-Dogger-Malm inférieur présente une alternance rythmique remarquable. On observe, en effet, une alternance répétée de calcaires, de marnes et de silice ;

2°) les faciès siliceux sont intimement liés à la sédimentation calcaire ;

3°) les faciès calcaires présentent exactement les mêmes caractéristiques traduisant les mêmes conditions de genèse :

. à un passage graveleux et oolitique de base peu épais (10 cm au maximum) succède un épisode siliceux de puissance variable (15 à 40 cm) ;

(*) déterminations de M.M. Durand Delga.

. sur le faciès siliceux, on observe souvent des microbrèches remaniant des éléments siliceux. Viennent ensuite des calcaires graveleux ou à grain fin (20 à 80 cm) comportant vers le haut un nouveau banc de silice ;
4°) les bancs de silice, pour leur partie inférieure, sont souvent diagénétiques. Néanmoins, on peut considérer la sédimentation siliceuse comme nettement postérieure aux faciès calcaires de la base de la séquence. En effet, à un apport détritique calcaire (oolites, gravelles, cimentées dans une boue calcaire) fait suite une sédimentation purement siliceuse : brutalement et sans intermédiaire.

Lorsqu'il y a silicification du banc sous-jacent, il faut admettre que les faciès siliceux se sont déposés sur une boue calcaire non consolidée. Cette dernière a été, de ce fait, directement influencée par la présence, sur elle, de vases siliceuses.

Cette sédimentation siliceuse disparaît aussi brutalement qu'elle est apparue.

5°) Sont intimement associés : des faciès pélagiques (calcaires à grains fins à "filaments" (Posidonomyes, Ostracodes et Algues), marnes et radiolarites) et des faciès calcaires microbréchiques ou même conglomératiques.

On ne peut concevoir une oscillation rythmique du fond marin qui, tout d'abord profond, aurait vu la sédimentation des radiolarites et des marnes et qui deviendrait ensuite très néritique pour permettre le dépôt de roches oolitiques. Il est beaucoup plus vraisemblable que les matériaux "détritiques," soient allochtones.

Ces faciès mixtes traduisent des conditions de sédimentation fort particulières liées au milieu régnant au pied du talus du Subbétique médian.

Ces faciès "profonds" (en opposition avec les faciès "peu profonds" de la ride du Subbétique externe) sont des marnes et des calcaires pélagiques, des niveaux de silice pure (souvent des radiolarites) associés à des calcaires bréchiques dont les constituants auraient été mis en place par des courants de turbidité.

94. JURASSIQUE DE L'UNITE DE MEZQUILA

A. Introduction

Dans la partie méridionale de la Sierra de Ricote, l'unité de

Mezquila est localisée au N du ravin de Carcelin qui sépare les reliefs dolomitiques subbétiques des calcaires molassiques helvétiques de la Sierra del Cajal.

Elle est située sous l'unité de la Garita qui la chevauche vers le S suivant un contact anormal plongeant vers le N. Cette disposition est due à un rétrochevauchement postérieur au charriage initial dirigé, lui, vers le N.

Le Lias de l'unité de Mezquila est dolomitique et calcaire ; le reste du Jurassique est essentiellement marneux.

B. Description et conclusions

La meilleure observation de termes jurassiques s'effectue dans la partie orientale de l'unité entre la Rambla de Mezquila et la Rambla de Carcelin (fig. 42).

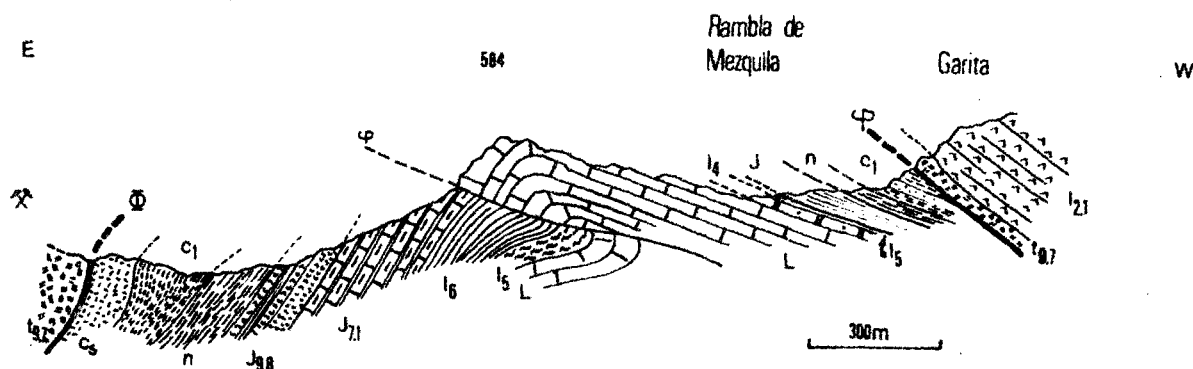


fig. 42 Le Jurassique de l'unité de la Mezquila (Sierra de Ricote)

L : calcaires compacts liasiques ; l₄ : calcaires grésio-ferrugineux du Domérien ; l₅ : marnes ocre du Toarcien ; l₆ : marnes et marno-calcaires gris de l'Aalénien ; J : marnes du Lias supérieur-Dogger-Malm ; J_{7.1} : marnes et marno-calcaires gris à silex du Dogger et du Malm p.p. ; J_{9.8} : marnes rouges du Malm supérieur (Kiméridgien-Tithonique) ; n : marnes et marno-calcaires gris-vert du Néocomien ; c₁ : marnes vertes de l'Albo-Aptien ; C : marnes du Crétacé supérieur ; t_{9.7} : marnes bigarrées à gypse du Keuper ; φ : contact anormal de rétrochevauchement ; l₂₁ : dolomies infraliasiques de l'unité de la Garita.

Au NW, on observe l'unité de la Garita chevauchant vers le SE l'unité de Mezquila qui semble à son tour, chevaucher les marnes miocènes

(tortoniennes) de la Rambla de Carcelin. En réalité, la base transgressive conglomératique a été simplement rebroussée et renversée par le mouvement vers le S des masses dolomitiques. L'unité elle-même est affectée d'un important écaillage puisque les termes liasiques calcaires reposent sur leur propre couverture marneuse du Jurassique moyen et supérieur.

La série jurassique est constituée de bas en haut par (fig. 42) :

. des dolomies grises reposant sur des marnes à gypse du Keuper dans la partie occidentale de l'unité. Ces dolomies sont peu épaisses et suggèrent vraisemblablement un rabotage basal important. Elles sont néanmoins typiques de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;

Ces horizons n'apparaissent pas sur la coupe figurée.

L. quelques mètres de calcaires compacts gris : Lias inférieur ; des calcaires microcristallins gris, identiques à ceux que l'on rencontre dans le Lias moyen de l'unité de la Sierra de Ponce ;

l₄ quelques mètres de calcaires à débris graveleux et ferrugineux. Ces calcaires légèrement gréseux évoquent le Domérien. Nous avons pu récolter des fragments d'Harpoceratidés à affinités domériennes.

La série calcaire s'arrête à ce niveau. Notons que ce fait est typique du Subbétique interne où la sédimentation marneuse débute au Toarcien ;

l₅ quelques mètres de marnes ocre toarciennes ;

l₆ un ensemble puissant de marnes et de marno-calcaires gris, à gros Radiolaires et quelques "filaments". Il s'agit vraisemblablement de l'Aalénien ;

J₇ une alternance de marnes et de calcaires marneux à silex, à très nombreux "filaments" du Dogger, suivi d'une même alternance mais sans "filaments". Il s'agit du Malm s.l. ;

j_{9,8} un niveau marneux rouge riche en Radiolaires : Tithonique ?

Sur cette série jurassique repose un ensemble de marnes où l'on peut déterminer le Crétacé inférieur (jusqu'à l'Albien) et le Crétacé supérieur.

La série de l'unité de Mezquila, bien que pauvre en affleurements, présente exactement les mêmes niveaux que l'unité de la Sierra de Ponce (Subbétique interne sur la transversale de la Sierra de Espuña) :

10. JURASSIQUE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE

A. Introduction et généralités

. Introduction

P. Fallot (1945, p. 617) a souligné l'importance des séries rencontrées dans la partie méridionale du Subbétique. Il a été frappé par le fait que le Lias et le Dogger présentaient des faciès plus marneux que ceux rencontrés au N ; il les qualifiait donc de plus bathyaux. N'ayant pas entrepris d'études détaillées, cet auteur n'avait pu limiter une nouvelle zone paléogéographique (Subbétique interne dit "marneux") ni mettre en évidence toute la série stratigraphique.

Au S de la Sierra de Burete et jusqu'à la vallée du Rio de Pliego, au pied de la Sierra de España, c'est-à-dire sur 20 km de large, s'étend l'unité de la Sierra Ponce, aussi étendue à elle seule que toutes les unités septentrionales du Subbétique.

Du N vers le S, elle est constituée par les reliefs de la Sierra de Ceperos, de la Lavia, la dépression d'Aviles, les Sierras de la Paca, du Madroño, de Ponco, de Cambrón et de Selva:

Les reliefs septentrionaux ont nettement une direction NE-SW alors que les reliefs méridionaux sont à peu près nord-sud. Ce changement de direction a pour effet de rétrécir de quelque 15 km la largeur septentrionale de l'unité de la Sierra de Ponco . L'unité de la Sierra de Ponce a été profondément affectée par la phase tectonique de rétrochevauchement (fig. 156) : elle se présente comme une succession d'écaillés poussées vers le SE (Sierra de Ceperos) ou de plis anticlinaux dissymétriques de direction SSW-NNE à flanc est redressé (Sierra de la Lavia) ou de plis chevauchants vers l'E (Sierras de Ponco et de Cambrón).

Les chevauchements sont de faible amplitude mais restent le trait tectonique dominant du Subbétique méridional.

. Généralités

Nous avons vu que la partie méridionale du talus du Subbétique médian

était caractérisée, durant le Jurassique, par une sédimentation essentiellement calcaire, pélagique, avec apparition des faciès siliceux dès le Dogger. Vers le S, l'évolution est continue : cette série calcaire devient de plus en plus marneuse. Au S du Subbétique médian, on observe, en effet, des marno-calcaires et des calcaires marneux dès l'Aalénien-Dogger (Sierra de Ceperos et de Lavía) avec persistance des faciès siliceux.

Plus au S encore, (Sierras de Ponce, de Cambrón) la série est uniformément marneuse du Lias supérieur au Tithonique.

B. Jurassique de la Sierra de los Ceperos

La Sierra de Ceperos s'étend de Coy au SW jusqu'à l'extrémité septentrionale de la Sierra de la Lavía, au NE.

Elle repose au N, sur le Keuper de la Garobera, commun à la partie méridionale de la Sierra de Burete (base de l'unité du Charco), et à l'unité de la Sierra de Ponce. Vers le S, un contact chevauchant, plongeant vers le NW, met au contact la base dolomitique de la Sierra de Ceperos avec le Crétacé moyen et supérieur, couverture de la Sierra de la Lavía. Une coupe NW-SE effectuée au centre de la Sierra de Ceperos permet d'observer les niveaux suivants, de haut en bas :

j_{2.1-16} : des marnes et des marno-calcaires gris-blanc à Cadomites ou à Cáncellophycus présentant de nombreux "filaments" en lame mince : Aalénien-Dogger;

l₄ : des calcaires à silex et des calcaires ferrugineux roux à Pectinidés et Belemnites dont le faciès évoque le Domérien (tel qu'on le rencontre dans l'unité de la Loma de Solana, coupe de la Cuesta Mata).

l₃ : des calcaires oolitiques ou à grain fin du Lias inférieur et moyen ;

l_{2.1} : des dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur.

C. Jurassique de la Sierra de la Lavía (fig. 43)

La Sierra de la Lavía qui succède à la Sierra de Ceperos vers l'E est un pli anticlinal légèrement pincé et déjeté.

Cette Sierra est assez élevée, puisqu'elle culmine à 1234 m. Elle était considérée jusqu'à présent comme chevauchant sur les séries marneuses orientales. En réalité, on passe sans discontinuité tectonique de la vallée

de Ceperos à celle de l'Aceniche. D'W en E, on relève la coupe suivante :

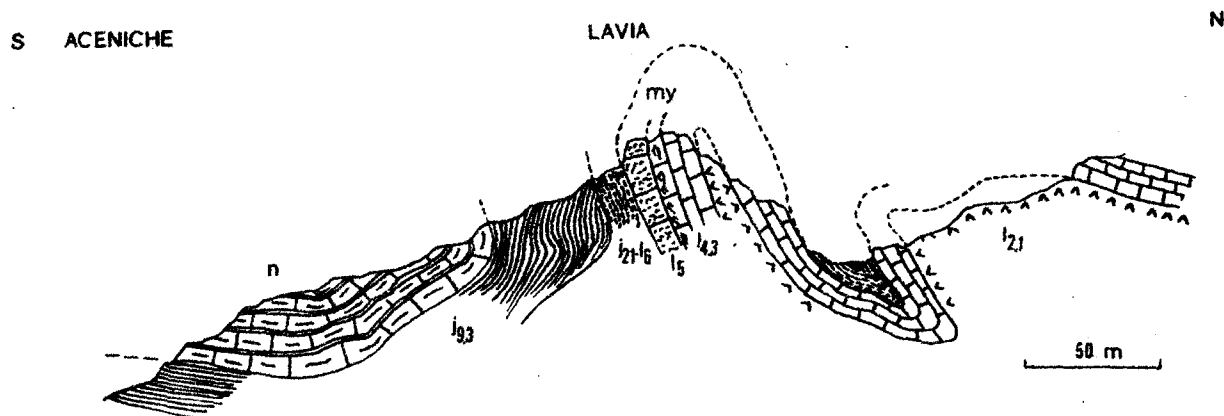


fig. 43 Le Jurassique de la Sierra de la Lavia. Commentaires ci-dessous

- 1_{2.1}. des dolomies grises en bancs massifs de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;
- 1_{4.3}. des calcaires compacts blanc-ivoirine du Lias inférieur et moyen dont un des bancs supérieurs montre des sections de grands Lamellibranches non dégagables (Lias moyen) (my) ;
- 1₅. quelques mètres de faciès calcaire du Toarcien (?) ; ce niveau, au NW de Caravaca (los Gavilanes) est très développé et a donné une très abondante faune d'Ammonites toarciennes ;
- 1_{21.6}. un ensemble de marno-calcaires et de calcaires marneux gris dont la base révèle de nombreux grands Radiolaires (Aalénien). Le reste de la série montre de très nombreux "filaments" et représenterait le Dogger ;
- J_{9.3}. des marnes et des marno-calcaires gris-verdâtre du Malm passant insensiblement au Crétacé inférieur.

D. Jurassique des Sierras de Cambrón, de Ponce et de Selva

La partie méridionale du Subbétique est formée par un alignement de sierras assez élevées et escarpées.

Face au front nord du Bétique de Malaga, à quelques kilomètres de distance, s'élèvent les reliefs essentiellement dolomitiques des Sierras del Madroño, Cambrón, Selva et Aceniche.

La structure tectonique de cet ensemble n'est pas simple. En effet, outre les mouvements de charriage sirigés du SE vers le NW, la tectonique

de rétrochevauchement a profondément affecté la série sédimentaire. Il suffit de voir l'entaille del Madroño pour juger de l'ampleur du phénomène : cette dépression située à l'W de Zarzadilla de Totana est occupée par les termes renversés du flanc inverse du pli anticlinal (chevauchant vers l'E) qui limite le Subbétique d'avec la vallée du Rio de Pliego.

Etant donné l'intense tectonisation de cette zone, nous prendrons en divers points les coupes stratigraphiques représentatives :

1. Base de la série jurassique : Lias inférieur et moyen

a. Coupe du ravin del Aceniche (fig. 44)

Cette coupe est située à la limite nord de l'affleurement de l'unité de la Sierra de Ponce : elle est observable dans le ravin del Aceniche qui traverse du N vers le S le massif calcaire et dolomitique du même nom.

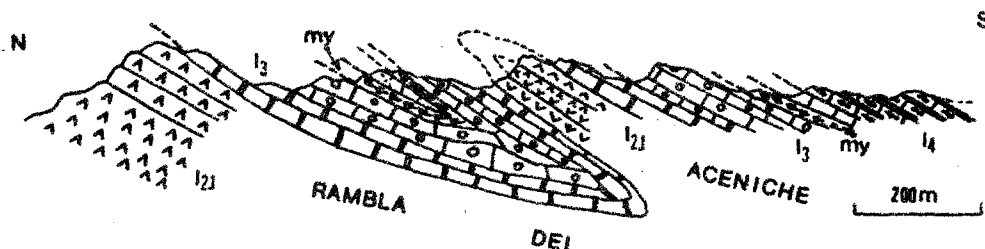


fig. 44 La série liasique de l'unité de la Sierra de Ponce dans le ravin de l'Aceniche (Nord de l'unité). Commentaires dans le texte.

Les dolomies grises ($l_{2,1}$) massives représentent l'Infralias et la base du Lias inférieur. Viennent ensuite des calcaires compacts ou oolitiques (l_3). En lame mince, on distingue plusieurs types de calcaires :

- a. des calcaires à pâte microcristalline légèrement argileuse avec Coskinolinopsis sp. Paleodasycladus cf. mediterraneus Pia,
 - b. des calcaires graveleux, pseudo-oolitiques,
 - c. des calcaires mi-graveleux, mi-oolitiques, au microfaciès remarquable.
- En effet, sur un fond calcitique pur, on observe deux types d'éléments : d'une part, des gravelles de petite taille et d'autre part de grosses oolites vraies et de grosses gravelles "lépreuses" (envahies par de la dolomite). La dolomitisation paraît donc avoir affecté les gros éléments avant leur cimentation par de la calcite pure ; cette série (l_3) se rattache au Lias inférieur.

Sur le Lias défini ci-dessus, on trouve de manière remarquablement constante dans toute la Sierra de Ponce, un niveau (my) peu épais de calcaire à grands Lamellibranches non dégageables, ayant de fortes affinités avec des Mytilidés. On observe ce niveau également dans la Sierra de Ricote (Unité de la Garita). Sans plus de précision paléontologique, nous rattachons cet horizon au Lias moyen.

La coupe de la Rambla del Aceniche se termine dans des calcaires gris à silex représentant vraisemblablement le Lias moyen. En d'autres points, (flanc oriental de la Sierra de Ponce) ces niveaux se situent, en effet, immédiatement sous le Domérien calcaro-gréseux.

b. Coupe du Lomo Prieto

Un peu plus au S, dans la zone del Lomo Prieto, ces termes basaux de la série jurassique, plissée en anticlinaux et synclinaux pincés, sont très aisément observables. De bas en haut, (fig. 45), on relève :

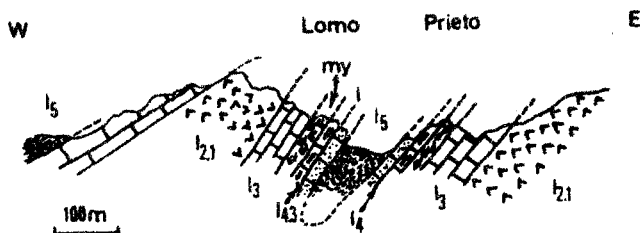


fig. 45 La série liasique de l'unité de la Sierra de Ponce

$l_{2,1}$: dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;
 l_3 : calcaires blanc-ivoirins compacts ; my : niveau de calcaires à grandes sections de Lamellibranches ;

$l_{4,3}$: quelques mètres de calcaires à silex roux ; l_4 : quelques mètres de calcaires gréseux roux à débris et à Entroques ; l_5 : marnes rougeâtres, fortement tectonisées, contenant des Ammonites déformées suivantes (×) : Hildoceras sublevisoni Fuc. in Merla, H. cf. sublevisoni, H. cf. caterinii Merla indiquant le Toarcien.

Ces marnes révèlent, par ailleurs, une microfaune d'Ostracodes ornés (× ×) : Ostracoda I Apost. 1959, Cytherella sp. Paracypris sp., Bairdia sp. Outre ces Ostracodes, des débris d'Aptychus, des pièces d'Ophiures et des embryons d'Ammonites, on note la présence de :

(×) déterminations de M. G. Dubar

(× ×) déterminations de M. J. Magné.

Lenticulina d'orbignyi (Roemer), L. cf. munsteri (Roemer), L. cf. bochari (Terquem), Falsopalmula cf. disparilis (Terquem), Dentalina sp. Eoguttulina aff. angustata (Terquem), Spirillina sp.

2. Jurassique du flanc oriental de la Sierra de Ponce

Sur le flanc est de la Sierra de Ponce, la Rambla del Calvillo, qui débute au km 33 de la route Zarzadilla de Totana-Bullas, permet l'observation de la coupe suivante de l'W à l'E (fig. 46).

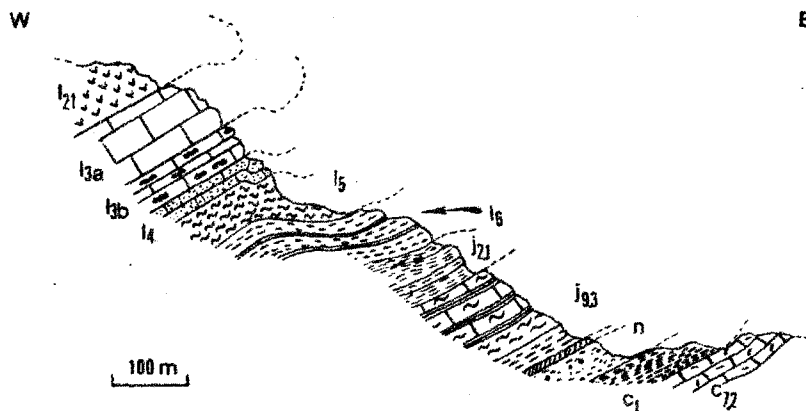


fig. 46 Coupe du flanc oriental de la Sierra de Ponce. Commentaires ci-dessous

En position inverse, on observe :

- l_{2.1} . des dolomies grises bréchiques en bancs nets,
- l_{3a} . des calcaires oolitiques et compacts (ou à débris roux),
- l_{3b} . quelques mètres de calcaires gris à silex,
- l₄ . des calcaires gréseux roux légèrement marneux contenant de nombreux Lamellibranches (Pectinidés) et quelques Ammonites. Il s'agit des formes suivantes :(*) :

Fuciniceras isseli (Fuc), F. gr. lavinianum Mgh var. conjungeus Fuc.
"Harpoceras" sp., Protogrammoceras cf. crassiplicatum Fuc.,
Pseudogrammoceras bingmanni (?) Denckm.,
Aequiptecten dieulafaiti Jaub., Diotis cf. janus (?) Mgh,
Pinna gr. miliaria Stop (??), Pleuromya sp., "Pseudopecten" acuticosta Lmk.

indiquant le Domérien inférieur ;

(*) déterminations de M. G. Dubar ;

1₅. des marnes ocre-rouge révélant une microfaune du Toarcien, identique à celle rencontrée dans le Lias de Prieto et citée précédemment.

La partie supérieure de ces marnes ocres passe insensiblement aux marnes (1₆) de l'Aalénien. On relève, en effet, une microfaune caractéristique du Toarcien supérieur-Aalénien inférieur (*) :

a. Foraminifères :

Lenticulina bochari (Terquem), L. cf. munsteri (Roemer), L. cf. d'orbigny (Roemer), Citharina sp., Dentalina sp., Loguttilina aff. angustata (Terquem), Frondicularia aff. hauffi Franke, Nodosaria aff. fontinensis Terquem, Trochammina sp., Vaginulina longuemari (Terquem), Verneuulinoides sp., Spirillina sp.

b. Ostracodes : Ostracoda I Apost 1959, Procytheridea sermoisensis Apost., Monoceratina unguina Triebel et Bartenstein, M. cf. stimulea (Schwager), Hutsonia (?) decorata Apost., Magné et Malmoustier, Orthonocythere cf. nodosa Plummof, Paracypris sp., Polycope sp., Cytherella sp.

j_{2,1-16} : une série de marnes et de calcaires marneux gris à Cancellophycus et "filaments" de l'Aalénien-Dogger ;

j_{8,3} : des marnes et des marno-calcaires gris du Malm suivis d'un niveau peu épais (1 m) de marnes rouges du Tithonique (j9).

Conclusions

La série liasique de l'unité de la Sierra de Ponce est dolomitique à la base, calcaire durant le Lias inférieur et moyen, marneuse dès le Toarcien.

Le changement radical de sédimentation s'opère donc après l'épisode détritique du Domérien. En outre, le Lias est peu épais. Il y a peu de différences entre le Lias du Subbétique méridional et celui rencontré dans les unités septentrionales (Sierra de la Peña Rubia) où des marnes à Harporceras falciferum du Toarcien succèdent au Domérien calcaro-gréseux.

3. Jurassique moyen et supérieur

Le Dogger-Malm est uniformément représenté par des marnes et des marno-calcaires (à silex au niveau du Malm).

On relève la présence au sommet de cette série marneuse, d'un niveau marneux rouge. Vers le haut, on passe insensiblement au Crétacé inférieur sans discontinuité apparente.

a. l'Aalénien

Sur les marnes rougeâtres du Toarcien, on observe une série de marnes

(*) déterminations de M. J. Magné.

et de calcaires marneux gris. Elle affleure largement au S de la Sierra de Ponce dans l'entaille del Madroño. C'est au sommet de cette formation qu'existe un niveau de roche éruptive. Nous étudierons plus loin ce gisement.

Dans les marnes grises affleurant près du Cortijo de Madroño de Abajo P. Fallot (1931, p. 47) a récolté une abondante faune d'Ammonites de l'Aalénien.

Nous avons récolté, 500 m au N du Cortijo de Madroño, dans les marnes grises immédiatement sous le niveau de roche éruptive :

Graphoceras sp., Haplopleuroceras subspinatum S. Buckm., H. mundum Gérard non Buckm. (in Gérard, B.S.G.F., (5), VII, 1937, plxxx, fig. 9), H. cf. eximium Gérard, Darellia sp. indiquant l'Aalénien supérieur (X).

Sur le plan du microfaciès, les marno-calcaires aaléniens se caractérisent par la présence de nombreux "filaments" et des Ostracodes. Les marnes ont livré des débris d'Ophiures et de fréquentes Spirillines ainsi que : Conicospirillina sp. (AF), Lenticulina sp. (R), Vaginulina aff. hechti Bartenstein et des Ostracodes lisses (XX)

b. Le Dogger

Le Dogger de l'unité de la Sierra de Ponce est très développé dans la région d'Aviles. Les couches, au pendage faible, affleurent largement entre la Sierra de la Lavia et le massif de Ponce, dans la dépression de l'Aceniche. Ce sont des calcaires marneux et des marnes verdâtres au faciès continûment azoïque et très monotone. On note la présence de quelques Cadomites, de Cancellophycus et de nombreux "filaments". Le faciès est uniforme mais caractéristique. P. Fallot (1933, p. 69), le compare au Jurassique moyen de la presqu'île d'Alcudia de Majorque. La partie supérieure de ce complexe marneux lui a fourni :

Cadomites bayleanus Opp.

C. cf. bayleanus Opp.

Phylloceras cf. heterophyllum Neum.

Sphaeroceras sp. (= Sph. gervillei Quenst. non d'Orb., non Bayle)

Les marnes ont fourni une microfaune pauvre. On rencontre, en effet,

(X) déterminations de M. G. Dubar.

(XX) déterminations de M. J. Magné.

outre des débris d'Aptychus et d'Echinodermes, quelques Spirillina, Lenticulina et des Ostracodes lisses.

c. Le Jurassique supérieur

On passe insensiblement des marnes du Dogger aux marnes et aux marno-calcaires du Malm. Ces derniers niveaux possèdent un microfaciès éminemment pélagiques et ne révèlent que de très nombreux Radiolaires.

La plus grande partie du Malm serait représentée dans ces marnes.

Le sommet de ces horizons prend, par places, une teinte rouge.

Il s'agit du Tithonique supérieur (*) à Calpionella alpina Lorenz, Tintinopsella gr. carpathica (formes à petit collier) Murg. et Fil. Crassicolaria parvula Roman, Ostracodes et Radiolaires.

Les faciès marneux, banals dans toute l'unité, passe^{nt} dans la zone de los Gavilanes, à des faciès calcaires rappelant exactement le Jurassique supérieur calcaire des unités subbétique_s septentrionales.

Nous avons pu ainsi observer :

1. des calcaires massifs rouges à Saccocomidae du Kimeridgien ;
2. des calcaires noduleux rouges à Calpionella alpina Lorenz du Tithonique.

La présence de ces calcaires montre qu'il est hypothétique de qualifier de bathyale la série marneuse jurassique. Qu'il y ait une différence de profondeur, on ne peut le nier, mais on devait passer très rapidement des faciès noduleux rouges aux faciès marneux plus profonds. Cette observation permet de mieux comprendre la liaison possible entre les séries essentiellement marneuses du Subbétique interne et celles, calcaires, du Bétique de Malaga situées un peu plus au S.

E. Conclusions générales à l'étude du Jurassique de la Sierra de Ponce

Le Subbétique interne possède donc des séries fort proches de celles situées au N comme au S. On constate simplement la faible épaisseur des faciès oolitiques du Lias inférieur.

Dès le Toarcien, par contre, la série est marneuse et pélagique, et cela jusqu'au Tithonique inclus.

(*) déterminations de M.M. Durand Delga.

F. Le Jurassique du Cerro de la Paca

Le Cerro de la Paca est situé à l'extrémité sud-occidentale de notre secteur d'étude et se rattache à l'unité de la Sierra de Ponce.

Au S du village d'Aviles, on observe la superposition de la série du Cerro de la Paca sur les marnes et les marno-calcaires du Dogger (fait que nous évoquerons de nouveau dans l'étude tectonique du Cerro de la Paca).

De part et d'autre de la route de Cehegin-La Paca, s'élèvent deux massifs rocheux. A l'E, le Cerro de la Paca est chevauchant vers le N sur les marnes de l'Aalénien-Dogger de l'unité de la Sierra de Ponce. A l'W par contre le massif qui fait suite au Cerro ne paraît pas chevauchant mais simplement renversé.

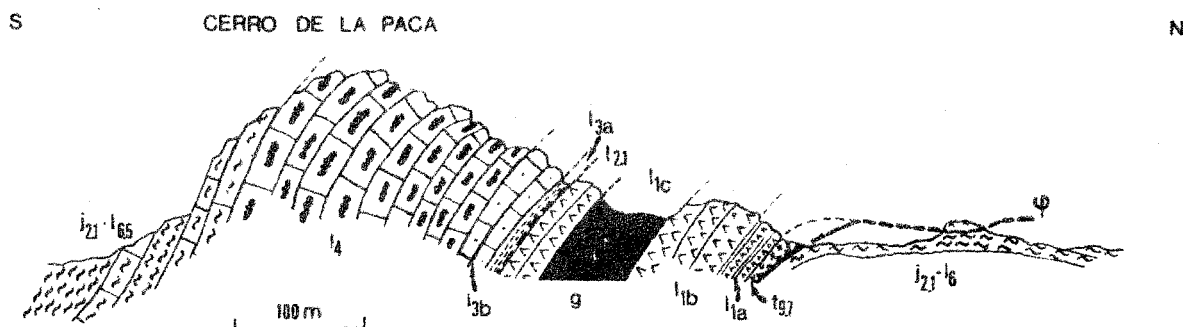


fig. 47 Coupe du Cerro de la Paca - Commentaires dans le texte -

Une coupe nord-sud du Cerro de la Paca, au niveau de la cote 916 permet de mettre en évidence la série suivante de bas en haut (fig. 47) :

- t_{9.7}. des marnes bigarrées à gypse du Keuper ;
- 1_{1.a}. des dolomies grises alternant avec des marnes vertes,
- 1_{1.b}. des dolomies grises en bancs puissants ;
- 1_{1.c}. une masse très importante de gypse massif blanc (g) ;
- 1_{2.1}. un ensemble de dolomies grises massives dont le toit est marqué par une surface ferrugineuse ;
- 1_{3.a}. 5 m de marnes gris vert ;
- 1_{3.b}. 10 m de calcaires gréseux gris-roux et de marnes en nodules ;
- 1₄. formant la crête du Cerro, une masse très importante de calcaires dans les-

quels on note des passées gréseuses à Pecten ;

J_{2.1}-l₆, une série de marnes et de marno-calcaires gris à silex.

La série du Cerro de la Paca est très intéressante car elle se situe dans la partie méridionale du Subbétique interne. Nous comparerons donc les séries définies dans la Sierra de Ponce avec celle-ci.

1. les niveaux dolomitiques et argileux (l_{1a}) qui font suite aux marnes bigarrées du Keuper, présentent un faciès caractéristique du Rhétien méditerranéen. Les dolomies grises (l_{1b}) qui leur font suite sont à rattacher à l'Infralias comme en tout autre point de la chaîne.

2. L'originalité de cette série commence dès l'Infralias. En effet, la masse de gypse blanc (g) qui se place entre les dolomies (l_{1a} et l_{2.1}) n'a aucune affinité avec le gypse rencontré dans le Keuper. Il s'agit là d'une intercalation gypsifère au sein des dolomies de l'Infralias (l₁ l_{2.1}). Au sommet de cet Infralias existe une surface durcie. S'agit-il d'un "redground" véritable ? Peut-être. A la suite des dolomies vient, en effet, une série, typique du Subbétique interne, franchement marine, du Lias moyen.

Les faciès de cet Infralias évoquent une phase lagunaire (comme dans le flanc sud de la Sierra de Ricote où l'on trouve au même niveau des masses d'anhydrite, de gypse et de dolomies.

3. Le Lias moyen du Cerro de la Paca est différent de celui de l'unité de la Sierra de Ponce car on n'y rencontre pas de calcaires graveleux et oolitiques.

Le Lias supérieur (l₅ et l₆) paraît se relier à la série marneuse de l'Aalenien-Dogger. Malgré la pauvreté en faune des termes liasiques, on décèle dans le Cerro de la Paca une variation paléogéographique sensible à l'intérieur même du Subbétique interne.

En résumé, le fait important est l'origine vraisemblablement lagunaire des dolomies de l'Infralias et le caractère marin très détritique du Lias moyen. Au Lias supérieur-Dogger, la sédimentation, banale, devient très semblable à celle de la partie septentrionale de l'unité de la Sierra de Ponce.

11. LES ROCHES ERUPTIVES JURASSIQUES DU SUBBETIQUE

Les roches éruptives jurassiques de notre région d'étude sont

essentiellement localisées dans le Subbetique 'médian (unité de la Bermeja, dans la Sierra de Ricote) et dans le Subbetique interne de l'unité de la Sierra de Ponce. Ces gisements éruptifs sont très réduits sauf dans la Sierra de Ricote où l'on est en présence de couches interstratifiées d'assez grande extension.

A. Les émissions volcaniques du Jurassique de la Sierra de Ponce

Les indices de roches éruptives ont été découverts par P. Fallot (1945) au S de la Sierra de Ponce, dans l'entaille du Madroño.

1. Historique

Selon P. Fallot (1945, p. 591) on trouverait, dans les "couches rouges" à Rosalines du Sénonien (P. Fallot et E. Jeremine, 1925-1933) des roches très décomposées du type doléritique mais on ne peut savoir s'il s'agit d'un type de roche proche des ophites triasiques ou d'une lave andésitique ou basaltique. Cet auteur fait allusion à une couche de 10 à 30 m d'épaisseur. Il remarque, en outre, que les marno-calcaires, au contact, sont colorées en rouge, résultat non pas d'un vrai métamorphisme mais simplement de la modification des sels de fer par une altération postérieure due à la circulation des eaux. P. Fallot ne fixe pas de manière irréfutable l'âge sénonien d'une telle émission puisqu'il envisage même la possibilité de venues mio-pliocènes tardives (1945, p. 592).

Quelques affleurements de roches éruptives furent figurés dans cette zone du Madroño par E. Dupuy de Lôme et E. Trigueros (1958) sur la feuille de Coy au 50.000e.

2. Etude stratigraphique

Nous avons parcouru dans le plus grand détail l'entaille du Madroño pour pouvoir affirmer que nous parlons des mêmes gisements que ceux reconnus par P. Fallot.

On trouve des indices de coulées en deux points de l'unité de la Sierra de Ponce :

1. dans la zone du Madroño, quelques kilomètres à l'W de Zarzadilla de Totana,
2. dans la zone d'Aviles, quelques kilomètres au S du village.

a. Les roches éruptives jurassiques de la zone du Madroño

Au pied de la Casa del Madroño de Abajo, un chemin longe la rive droite du Barranco del Madroño. Au NW de la Casa, on quitte le chemin lorsque celui-ci est très proche du ravin. On peut alors observer, dans le lit du torrent, le gisement de la roche éruptive.

En ce point, affleurent des marnes et des marno-calcaires gris du Dogger et non pas du Sénonien. Le microfaciès est en effet typique : dans une pâte calcaro-argileuse, on note la présence de très nombreux "filaments". La roche éruptive est noire, n'est pas cristallisée et se présente comme un verre. On trouve quelques bancs de 10 à 40 cm de lave interstratifiée dans les calcaires marneux. Les marnes et les marno-calcaires, au contact de la lave, sont rougis et présentent alors un faciès absolument identique à celui des couches rouges sénoniennes à Rosalines qui affleurent un peu plus bas dans le ravin mais qui ne contiennent jamais de roches éruptives.

En sachant que la série est renversée dans cette zone, nous avons pu constater que la base des roches éruptives avait modifié les marno-calcaires sous-jacents en leur donnant une teinte rouge.

Quelques mètres au-dessus du niveau de la lave, dont stratigraphiquement au-dessous puisque la série est inverse, nous avons récolté la faune décrite précédemment rattachable à l'Aalénien supérieur.

Les marno-calcaires qui surmontent la lave ne présentent pas d'indices de cuisson. Leur faciès est très semblable aux couches de l'Aalénien supérieur. Nous n'y avons pas trouvé de microfaune. En lame mince, on observe néanmoins de nombreux "filaments" et de grands Radiolaires. Il se peut qu'il s'agisse de Dogger basal.

On peut ainsi constater que les couches qui reposent sur la venue éruptive sont postérieures à la mise en place de la lave car elles n'ont subi aucune modification. Nous vérifierons cette observation dans le gisement situé au S d'Aviles.

L'émission de roche basique se situe donc dans le Subbétique interne de l'unité de la Sierra de Ponce à la limite de l'Aalénien et du Dogger.

b. Les roches éruptives jurassiques au S d'Aviles

Dans la partie méridionale de l'unité de la Sierra de Ponce, la vaste dépression du village d'Aviles, au N de la Paca, est formée de marnes et de marno-calcaires du Lias supérieur et du Dogger. Les terrains sont pratiquement horizontaux (faible pendage nord-ouest) et en position normale.

Quelques kilomètres au S d'Aviles, se dressent les reliefs du Cerro de la Paca qui séparent la zone triasique de la Paca des affleurements de Jurassique marneux. Nous avons vu plus haut que la série du Cerro de la Paca appartient à la partie méridionale de l'unité de la Sierra de Ponce. Cette série chevauche vers le N et sur une distance assez faible (1 km au maximum) les séries de marno-calcaires jurassiques.

Au pied du Cerro de la Paca, sur le chemin d'Aviles, débutant au km 25 de la route La Paca-Cehégin, on découvre un gisement de roche éruptive dans les marnes de l'Aalénien-Dogger en $x = 1^{\circ}52'20''$ et $y = 37^{\circ}53'50''$. L'épaisseur et la nature de la lave ne sont pas spectaculaires : une quinzaine de centimètres d'une lave noire apparemment amorphe. Néanmoins ce gisement est très intéressant pour la clarté de sa situation stratigraphique et sa similitude avec celui de la zone du Madroño.

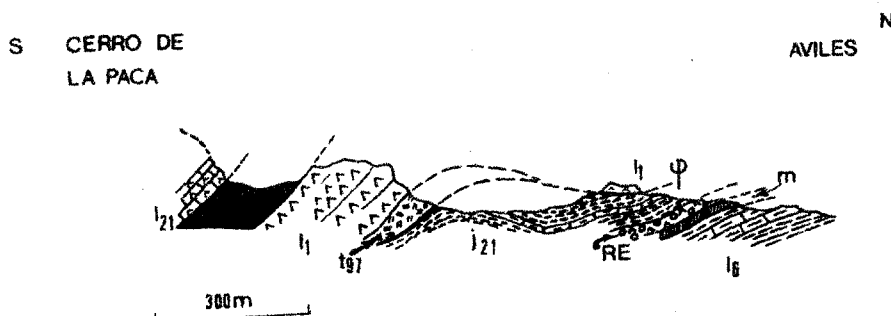


fig. 48 Le gisement de roche éruptive d'Aviles. Commentaires dans le texte.

Du N vers le S et de bas en haut, on observe (fig. 48) :

l_6 : des marnes et des marno-calcaires gris de l'Aalénien supérieur qui, lorsqu'ils ne sont pas trop oxydés, montrent quelques grands Radiolaires et des "filaments" très nets ;

m : quelques décimètres de marnes et de marno-calcaires, très oxydés, bruns ou rouges, ayant subi une cuisson évidente ;

RE : une quinzaine de centimètres d'une lave noire et brune ;

$j_{2,1}$: un ensemble de marnes et de marno-calcaires gris dont la base, au contact de la lave, n'est pas du tout altérée, du Dogger.

Cette émission est homologue en tout point à celle du gisement du Madroño.

C. Conclusions

Les gisements de roches éruptives dans l'unité de la Sierra de Ponce ne sont pas spectaculaires. Néanmoins, ils existent. Contrairement à l'attribution par P. Fallot de ces venues éruptives, au Sénonien, nous pensons qu'elles se situent à la limite de l'Aalénien et du Dogger. Nous verrons plus loin qu'une telle conclusion s'accorde bien avec les observations de J.M. Fontboté et I. Quintero (1960) et de R. Busnardo et M. Chenevoy (1962) dans la province de Jaen.

B. Les émissions volcaniques du Jurassique de la Sierra de Ricote.

Les roches éruptives du Jurassique sont beaucoup moins discontinues dans la Sierra de Ricote. Elles sont bien encadrées et l'on peut les observer d'une manière continue sur plusieurs kilomètres.

Elles trouvent leur extension maximale dans l'unité de la Bermeja (partie nord-occidentale de la Sierra) et sont en outre présentes en gisements localisés dans l'unité de la Garita plus au S.

1. les roches éruptives jurassiques au S du village de la Bermeja

Au N de la Sierra de Ricote, un chemin emprunte un ravin passant entre les cotes 945 et 833, 2 km au S du Caserio de la Bermeja ; on y relève la coupe suivante, de bas en haut (fig. 49) :

1. des calcaires compacts gris du Lias moyen dont le sommet renferme des galets de calcaires noirs à grain fin.

- Le toit de ces calcaires évoque également une surface perforée ;
2. quelques mètres de marnes rougeâtres attribuables au Toarcien ;
 3. des marno-calcaires, des marnes grises et des calcaires marneux de l'Aalénien ;
 4. quelques mètres de calcaires rares à silex et de marnes vertes ;
 5. un niveau de plusieurs mètres de "roche verte" ;
 6. sur cet horizon de lave, on observe des marnes conglomératiques remaniant la roche éruptive sous forme de galets arrondis, suivies de petits horizons de bentonites vertes ;
 7. une série puissante de marnes et de calcaires oolitiques ou graveleux à silex (Dogger-Malm).

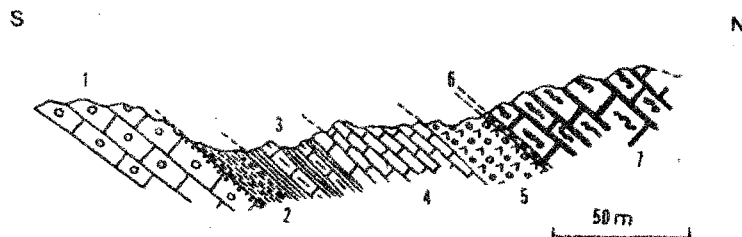


fig. 49 Les roches éruptives jurassiques de l'unité de la Bermeja :
Coupe au S du hameau de la Bermeja. Commentaires dans le texte.

Le niveau de lave (5), beaucoup plus massif étant donné le bon état de conservation de la roche, traduit une mise en place au toit des calcaires (5) avant le dépôt de la série supérieure (7). On constate en effet dans les couches marneuses (6), base de (7), des galets remaniés de roche verte.

2. les roches éruptives jurassiques de la zone du Mahoma

Un peu plus au SW, dans la zone de Mahoma, on retrouve le niveau de lave. Le long de la route forestière menant à la maison forestière de Mahoma, en contre-bas d'un petit pont, on observe la lave interstratifiée dans une série essentiellement calcaire ; de bas en haut, on relève (fig.50)

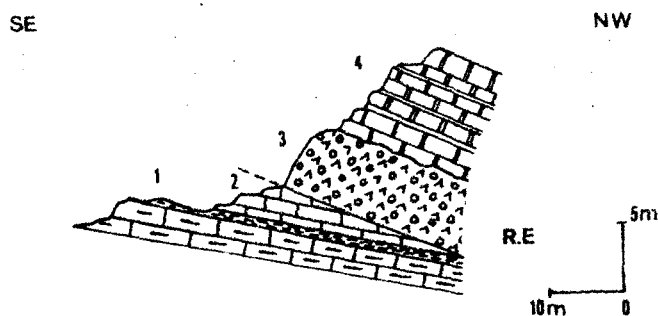


fig. 50 Les roches éruptives de l'unité de la Bermeja
Coupe de Mahoma

1. des calcaires en plaquettes et des marno-calcaires gris-bleu ;
2. quelques mètres de calcaires plus massifs ;
3. 5 m de roche de couleur verte ayant coupé les bancs de calcaires (2) en biseau ;
4. une série puissante de calcaires à lits de silex isolés ou en bancs.

Les roches éruptives (3) sont relativement peu altérées. En lame mince, la plus grande partie du gisement se présente comme une roche microgrenue de type doléritique. Les plagioclases sont en lattes entrecroisées. On relève la présence de produits jaunâtres, provenant de l'altération poussée de minéraux ferro-magnésiens, dans les interstices. La nature de la roche varie aux épontes du gisement. Elle se révèle alors comme microlitique à structure fluidale. On décèle des phénocristaux allongés de plagioclases très altérés. Le verre est brunâtre.

Etant donné l'état très altéré de la roche, nous rejoignons les conclusions que P. Fallot et E. Jérémie (1925-1933) ont formulées sur les roches de la zone du Madroño. Ce sont, en résumé, des roches de type doléritique parfois proches d'une lave basaltique.

Les calcaires (4) reposent en concordance parfaite sur la lave alors que celle-ci repose en discordance angulaire sur les niveaux sous-jacents.

Il semble donc que, dans l'unité de la Bermeja, les roches éruptives se situent à la base du Dogger. Les faciès nous permettent de les assimiler aux émissions rencontrées dans la Sierra de Ponce et qui se situent à la limite de l'Aalénien et du Dogger.

3. les roches éruptives jurassiques de l'unité de la Garita

Nous ne mentionnerons que pour mémoire la présence de petits îlots de roche éruptive, très altérée, dans l'unité de la Garita qui est située immédiatement au S de celle de la Bermeja.

Nous avons pu relever deux affleurements de lave à la base de la série calcaire, marneuse et siliceuse du Dogger. Leur présence permet d'affirmer que l'épanchement des laves s'est étendu au S de l'unité de la Garita.

Sur le plan paléogéographique, si l'on prolonge les zones isopiques, l'unité de la Garita et celle de la Bermeja se situent au N de l'unité de la Sierra de Ponce. On peut supposer que le lieu d'émission était localisé au S de la plateforme subbétique ; il s'avère donc qu'une grande partie du sillon du Subbétique interne et surtout son flanc nord (Subbétique médian) ont été le témoin de coulées sous-marines (?) basiques au début du Dogger.

4. Autres lieux probables de gisements de roches volcaniques jurassiques (coupe de Juan el Cojo, fig. 31).

Nous n'avons pas mis en évidence de roche éruptive en d'autres lieux mais simplement des indices d'émission volcanique. Par exemple, dans l'unité du Charco (Sierra de Burete) à la base du Dogger, on peut observer des couches très ferrugineuses, altérées, d'aspect cinéritique (fig.31, 5). La roche éruptive n'est plus visible soit par érosion contemporaine du dépôt soit par disparition liée à un phénomène tectonique.

C. Conclusions générales

A la limite de l'Aalénien et du Dogger, de même qu'au S de Jaen (J.M. Fontboté et I. Quintero (1960) et R. Busnardo et M. Chenevoy (1962)) le sillon interne (Subbétique méridional) et le talus septentrional (Subbétique médian) ont été le siège d'émissions basiques. Leur point d'origine n'a jamais pu être observé. Nous pensons néanmoins qu'on peut le chercher au niveau du talus du Subbétique médian .

Notons ici que de telles venues éruptives étaient inconnues jusqu'à présent à l'E du Guadiana Menor.

12. Jurassique du Bétique de Malaga de la Sierra de Espuña

A. Introduction et généralités.

Nous avons vu, dans l'étude du Trias, que la Sierra de Espuña se divisait en deux ensembles : l'un, méridional, formé d'un empilement d'unités essentiellement à matériel permo-triasique et l'autre, septentrional, formé d'unités à matériel secondaire et tertiaire. Bien qu'une certaine disharmonie sépare les marnes du Keuper des dolomies et des calcaires jurassiques, nous pensons que ces terrains secondaires et tertiaires constituent la couverture du Permo-Trias malagais.

La série jurassique des unités septentrionales (de bas en haut : écaille du Cerro de la Cabra, unités du Morron de Totana, de Prat Mayor et de Perona) est uniformément calcaire et s'oppose apparemment à celle essentiellement marneuse de l'unité de la Sierra de Ponce (Subbétique interne) située immédiatement au N.

B. Les unités permo-triasiques de base et les Alpujarrides

L'unité la plus méridionale de la Sierra de Espuña, située à la base de toutes les unités, est alpujarride. Nous n'y avons mis en évidence aucun terme jurassique. Le toit des dolomies bleu-sombre rattachables au Muschelkalk-Keuper est formé de quelques mètres de dolomies très altérées et de marnes gréseuses roses ou blanches rattachables au Keuper. Au-dessus, on rencontre en position chevauchante des grès rouges du Trias inférieur, qui appartiennent à l'unité de la Santa. Beaucoup plus au S, jusqu'à la Méditerranée, on ne met pas en évidence de Jurassique dans les Alpujarrides (*). Les seuls éléments qui soient clairement jurassiques (dolomies grises et calcaires oolitiques) appartiennent au Bétique de Malaga, élément tectonique supérieur de l'édifice interne.

(*) Dans une publication récente (1965), F. Fernex envisage la possibilité d'attribuer à certains éléments alpujarrides méridionaux par rapport à l'axe anticlinal de la Sierra Nevada-Almenara, une couverture permo-triasique, par place non métamorphique, ainsi que des éléments jurassiques (dolomies et calcaires liasiques) que logiquement beaucoup d'auteurs rattachent au Bétique de Malaga.

Dans l'unité de los Molinos, il semble que l'on doive arrêter la série stratigraphique au Trias supérieur.

Parmi les trois unités plus élevées (Yéchar, Santa et Morron Largo), seule la dernière possède vraisemblablement une couverture post-triasique.

Dans la seule zone du Barranco de Azaraque (S de la Sierra de Espuña), nous avons mis en évidence une série post-triasique.

Reportons-nous à la coupe de ce ravin (fig. 88). L'unité du Morron Largo est formée de bas en haut par :

- t_{2.1} : des grès et des argiles gréseuses rouges du Trias inférieur ;
- t_{5.3} : des calcaires à vermiculations et des dolomies sombres du Trias moyen ;
- t_{9.7} : des argiles rouge-brique indurées du Trias supérieur ;
- l₁ : une masse de 15 à 20 m de dolomies grises, conglomératiques à la base. Les galets sont également de dolomies grises.

Dans cette coupe, les dolomies sont recouvertes tectoniquement par les grès du Trias inférieur de l'unité du Morron de Totana.

Ce niveau dolomitique, bien qu'azoïque, présente le même faciès que les dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur de toutes les unités plus septentrionales.

Il semble donc que l'unité du Morron Largo possède une couverture liasique réduite mais formée au moins de dolomies liasiques.

C. Jurassique de l'unité du Morron de Totana

1. Introduction

L'unité du Morron de Totana, au niveau du sommet Espuña, est un pli en genou à flanc nord renversé. Sa série est uniformément calcaire, du Lias au Tithonique, et remarquablement azoïque sauf au Domérien moyen. De ce fait, la stratigraphie du Jurassique de cette unité ne peut être établie qu'en fonction des microfaciès et de la microfaune, à vrai dire fort pauvre.

2. Historique

P. Fallot (1931) fut le premier à reconnaître les différents grands ensembles stratigraphiques du Jurassique de l'unité du Morron de Totana. Des précisions furent apportées par la suite par E. Trigueros et A. Navarro (1958) et par N. et Y. Peyre (1960) qui exploitèrent la faune du seul niveau

fossilifère (Domérien moyen) connu depuis fort longtemps car, ferrugineux, il était exploité par des mines artisanales.

Sur des dolomies grises liasiques, reposaient, selon P.Fallot, des calcaires oolitiques ivoirins terminés par le niveau ferrugineux à Brachiopodes et Ammonites du Lias supérieur. Le Dogger était constitué de calcaires marneux à Cancellophycus suivi d'un Jurassique supérieur formé de calcaires oolitiques. Selon P.Fallot, ce Jurassique attribué à la couverture frontale de la nappe du Bétique de Malaga (Pénibétique) était original et n'avait pas de correspondant en d'autres points du Bétique de Malaga.

3. Etude du Jurassique

a) Coupe du Morron de Alhama

On considérait, jusqu'à présent, que la série jurassique du Morron de Alhama était ployée en un synclinal de direction est-ouest, à flanc nord renversé : on pensait pouvoir retrouver au N de l'unité du Morron de Totana la série jurassique, en position inverse. Or, au niveau du Morron, la série est monoclinale, débutant au Lias inférieur et se terminant au Jurassique supérieur (fig. 51). Sur cette série, vient une autre unité, non renversée, en position chevauchante.

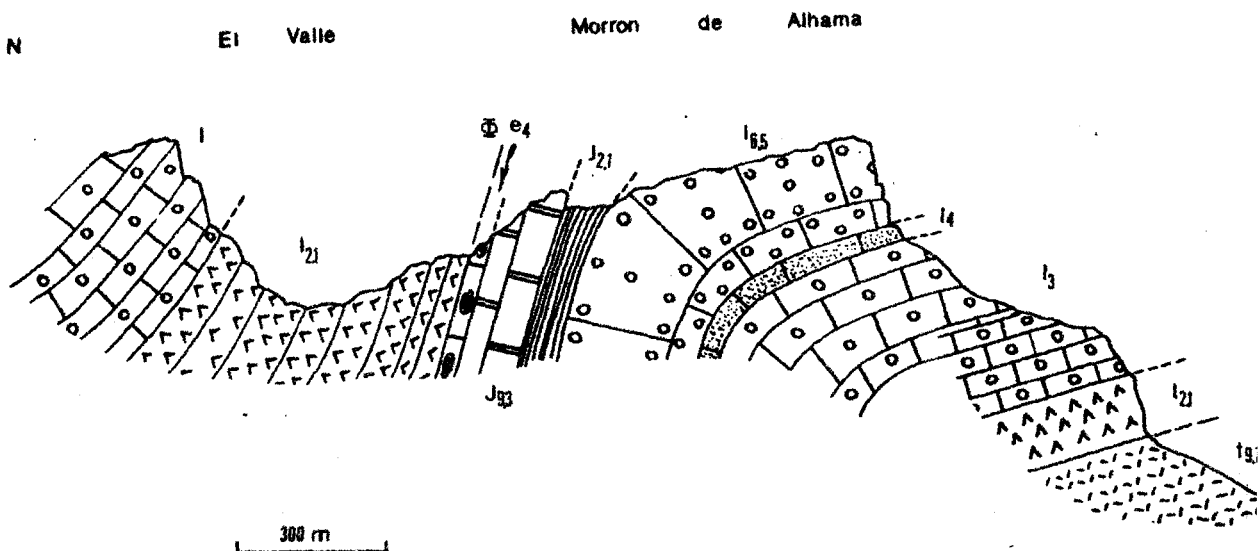


fig. 51 Les unités du Morron de Totana et de Prat Mayor : du S vers le N : unité du Morron de Totana

légende page 141

1_{2.1} : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;
 1₃ : calcaires liasiques ; 1₄ : Domérien ferrugineux ; 1_{6.5} : calcaires
 oolitiques du Lias supérieur ; j_{2.1} : calcaires du Dogger ; J_{9.3} : cal-
 caires du Malm ; e₄ : calcaires cuisien ;
 Unité de Prat Mayor : 1_{2.1} : dolomies ; 1 : calcaires.

En empruntant le camino de Villa, partant de la Fuente Blanca,
 on débouche en x = 2°07'30 et y = 37°52'50 sur un ravin nord-sud
 livrant une magnifique coupe du Jurassique débutant au Trias supérieur
 et se terminant au Cuisien. De bas en haut, on observe (fig. 52) :

1. des dolomies grises avec, à la base, des
intercalations de marnes jaunâtres ;
2. quelques mètres de calcaires dolomitiques ;
3. des calcaires oolitiques ou à débris,
des calcaires à grain fin ;
4. des dolomies grises de même faciès
que (1) ;
5. des calcaires dolomitiques gris-jaunâtre ;
6. des calcaires oolitiques blancs en bancs
nets ;
7. des calcaires gréseux, ferrugineux ; des
calcaires roux à oolites ferrugineuses
et à très nombreuses Ammonites et Bra-
chiopodes ;
8. une masse importante de calcaires ooliti-
ques ;
9. 10 m de calcaires micro-cristallins gris-
crème ;
10. 25 m de calcaires légèrement marneux
gris-crème à Cancellophycus ;
11. des calcaires compacts en bancs nets ;
12. des calcaires rognoneux en gros bancs ;
13. des calcaires compacts en bancs très
nets ;
14. des calcaires rosés à Alvéolines.

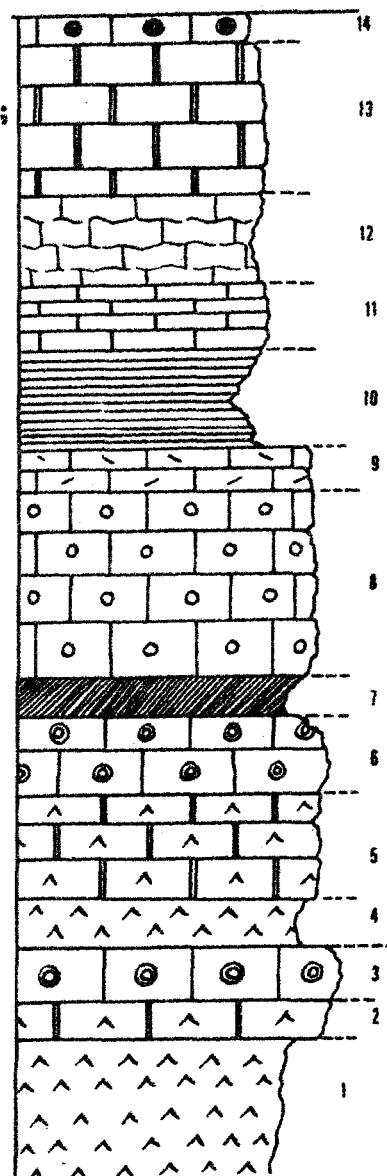


fig. 52 Les niveaux observés sur le camino
de Villa.

1,2,4 et 5 : dolomies et calcaires dolomiti-
ques de l'Infralias et de la base du Lias
inférieur ;
 3 et 6 : calcaires oolitiques liasiques ;
 7 : Domérien ferrugineux ; 8 : calcaires toarciens (?) ; 9 : calcaires
 aaléniens ; 10 : calcaires du Dogger ; 11 : calcaires oxfordiens (?) ;
 12 : calcaires kiméridgiens ; 13 : calcaires tithoniques ; 14 : calcaires
 cuisien.

La base de cette coupe évoque une répétition d'ordre tectonique ; les niveaux calcaires (3) et (6) sont, en effet, absolument identiques. De ce fait, on peut rattacher les dolomies grises (1) et (4) à l'Infralias ainsi que les calcaires dolomitiques (2) et (5).

Sur ces horizons dolomitiques viennent les calcaires (3) et (6) contenant des oolites à "nucleus" parfois très importants, des gravelles et un ciment de calcite.

On note la microfaune suivante :

Pseudocyclamina sp., Coskinolinopsis sp., Meandropsinidae, Textularidae, Polygonella sp. et de très nombreux débris de petits Foraminifères.

Ce type de microfaune évoque le sommet du Lias inférieur et le Lias moyen sans plus de précision.

Le niveau (7) fut tout d'abord attribué par F.B. Vilasante (1913) au "Lusitanien-Kiméridgien". Par la suite, P. Fallot (1929) rectifia cette attribution en découvrant une faune d'Harporatidés rattachable au Lias supérieur s.l. Un peu plus tard, en 1945, ce même géologue découvrit des débris d'Ammonites provenant d'une extraction minière d'oxyde de fer, qu'il rattache aux genres Dumortieria et Pleydellia du Toarcien-Aalénien.

En 1960, N. et Y. Peyre étudièrent en détail ce niveau ferrugineux, précisément sur la coupe que nous décrivons. Une abondante faune d'Ammonites et de Brachiopodes fut découverte et permit de fixer un âge domérien moyen.

Nous avons pu réexploiter le gisement : l'âge et l'extension dans le temps de la faune ne se trouvent pas modifiés : il s'agit toujours du Domérien moyen. Mais le nombre d'espèces mis en évidence s'est trouvé augmenté des formes suivantes (X):

Phylloceras (Parlschiceras) tenuistriatum Mgh., Lytoceras sp. aff. fimbriatoides Gemm., Coeloceras (Reynesoceras) ragazzoni (Hauer), C. (Reyn.) cf. annulitifforme Bonarelli, Fucinoceras (?) cf. curionii (Mgh.), Protogrammoceras bassanii (?) (Fuc.), Ar. sp. cf. apertum Monest., Ar. bertrandii (Kilian), Ar. sp. cf. del campanai Fuc., Ar. cf. domarense (Mgh.), Ar. fucinii (?) Del Camp., Ar. geyeri Del-Camp., Arietoceras lozeriense Monest., Ar. macrum Monest., Ar. reynesi Fuc., Ar. aff. ruthenense,

(X) Toute cette faune a été aimablement déterminée par M. G. DUBAR que nous remercions ici très sincèrement.

Spiriferina cf. cantianensis (?) Canav.,
Sp. sp. aff. decipiens Böse-M. Schlosser,
Sp. appenninica Canav. in O. Hass.
Sp. falloti Corroy,
Sp. cf. gibba Seg.,
Rhynchonella cf. persinuata Rau.,
Rh. cf. restricta Parona,
Rh. quadrata S. Buckm.,
Rh. sp.
Teræbratula sphaenoidalis Mgh.,
Zeilleria sp.,
Pecten acuticosta Lmk.,
P. (Chlamys) gr. P. textorius Schloth.,
Entolium sp.,
Neithea sp. ?,
Oxytoma sp.,
Velata cf. velata (Goldf.),
Lima (Plagiostoma) deslongchampsii Stoliczk.,
Procerithium suburatum Cossm.,
Scalarium sp. ?

L'association des Lamellibranches et des Gastéropodes aux Ammonites et aux Brachiopodes montre le caractère néritique de ce niveau gresso-ferrugineux.

Le microfaciès du Domérien moyen défini ci-dessus traduit un épisode détritique important : il est unique dans tout le Jurassique. Outre ces oolites ferrugineuses, on rencontre des gravelles, des débris divers et quelques quartz roulés.

Notons que ce microfaciès est très semblable à celui du Domérien rencontré dans la Sierra de la Peña Rubia au SW de Cehégín, c'est-à-dire dans la partie externe du Subbétique.

Le microfaciès des calcaires (3) montre un passage progressif du Domérien ferrugineux aux faciès du Dogger type. Vers le bas de (8) en effet, les calcaires présentent des oolites vraies à "nuclei" très développés,

des gravelles et de nombreux débris plus ou moins ferrugineux. Quelques quartz évoquent encore l'épisode détritique du Domérien. Viennent ensuite les calcaires oolitiques et graveleux (9) à débris de Gastéropodes et de Lamellibranches et qui contiennent des "filaments" à leur sommet.

Etant donné leur position, nous pensons que les calcaires (8) et (9) représentent le Lias supérieur ainsi que le passage au Dogger. Les calcaires légèrement marneux (10) contiennent de très nombreux "filaments" et quelques Globochaetae alpina Lombard. La surabondance des "filaments" évoque le Dogger.

Les calcaires (11) et (12) présentent un microfaciès plus caractéristique, ce sont des calcaires micrograveleux avec quelques "filaments" à la base du (11) et quelques Saccocomidae vers le haut de (12). Il doit s'agir là de la plus grande partie du Malm. Les calcaires en bancs nets (13) offrent, par contre, une belle microfaune caractéristique du Tithonique. Ce sont des calcaires micrograveleux à très nombreux débris d'Echinodermes et Calpionella alpina Lorenz

Stomiosphaera minutissima

Globochaetae alpina Lombard

Textularidae et Lagenidae

Les calcaires à Alvéolines (14) du Cuisien reposent en discordance sur le Malm, cachant à l'observation les derniers niveaux tithoniques et les termes crétacés.

b) Coupe de la Fuente Blanca

Vers l'W, au niveau de la Fuente Blanca, le Jurassique s'enrichit de termes supérieurs (fig. 53) :

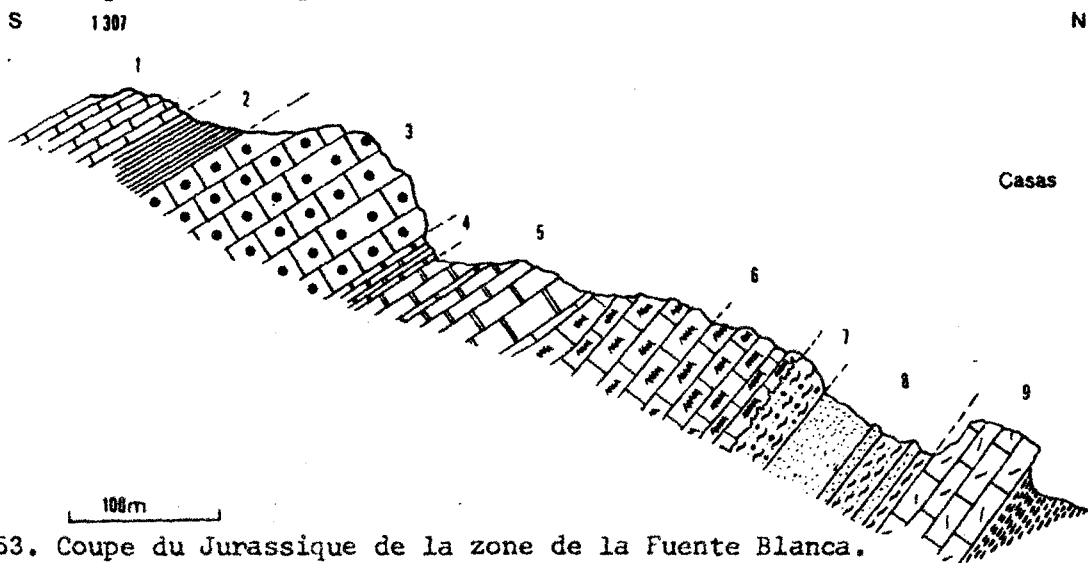


fig. 53. Coupe du Jurassique de la zone de la Fuente Blanca.

La série que nous décrirons est en position renversée : on observe donc, de bas en haut, les niveaux suivants :

1. des calcaires compacts en bancs très réguliers ;
2. des calcaires légèrement marneux gris ;
3. des calcaires compacts gris en bancs nets ;
4. des calcaires légèrement marneux gris en bancs nets ;
5. des calcaires plus ou moins noduleux gris-crème avec quelques silex épars au sommet ;

Les niveaux (6 à 9) représentent le Crétacé.

Les calcaires (1) à (5) qui présentent sur le terrain un aspect différent, ont un microfaciès constant. Il s'agit toujours de calcaires micrograveleux avec quelques grains de glauconie dès le niveau (3). Le sommet du niveau (5) nous a fourni Calpionella alpina Lorenz. Nous admettons donc que ces calcaires (1) à (5) représentent le Jurassique supérieur.

4. Conclusions stratigraphiques relatives au Jurassique de l'unité du Morron de Totana

a. Problème de la limite inférieure

La base de la série jurassique est souvent constituée de dolomies grises massives. Parfois apparaissent, à la partie inférieure de cette série dolomitique, des intercalations argileuses qui, bien qu'azoïques, présentent un des faciès typiques du Rhétien méditerranéen. La limite Keuper-Lias peut donc être d'origine tectonique dans l'unité du Morron de Totana. Faute de preuve paléontologique, nous attribuons arbitrairement les dolomies grises à la base du Lias. Ces dolomies passent vers le haut à des calcaires dolomitiques.

b Le Lias moyen (partie inférieure) : ce sont des calcaires oolitiques ou graveleux à Polygonella et Meandropsinidae.

c Le Lias moyen (partie supérieure) et le Lias supérieur : ce sont des calcaires oolitiques ferrugineux. Le faciès du Domérien se retrouve dans tous les domaines étudiés : cette constatation souligne la généralité de l'unique épisode détritique de tout le Jurassique. Des calcaires oolitiques et graveleux prolongent la sédimentation périrécifale jusqu'au début du Dogger.

d. le Dogger : ce sont des calcaires pélagiques légèrement marneux à "filaments" et Cancelllophycus.

e. Le Jurassique supérieur : contrairement au Malm du Subbétique, en particulier de celui des unités septentrionales, les niveaux sont continûment dépourvus de microfaune. Ce sont des calcaires micrograveleux à microbréchiques mais jamais de calcaires oolitiques francs contrairement à ce que P. Fallot avait indiqué. Les gravelles sont très abondantes ainsi que les débris de coquilles ou d'Echinodermes. L'aspect rognoneux des couches terminales du Jurassique est également frappant. C'est ainsi que le Tithonique, purement calcaire, est bien lité, nettement noduleux dans la partie centrale de l'unité et rappelle, à la couleur près, les niveaux tithoniques du Subbétique septentrional. Le Jurassique supérieur de l'extrémité occidentale de la Sierra de Espuña est très représentatif de ce type de faciès. A l'W de la vallée de Malvariche, une falaise calcaire domine les marnes éocènes. Du SE au NW, on observe la coupe suivante (fig. 54) (toute la série est en position renversée):

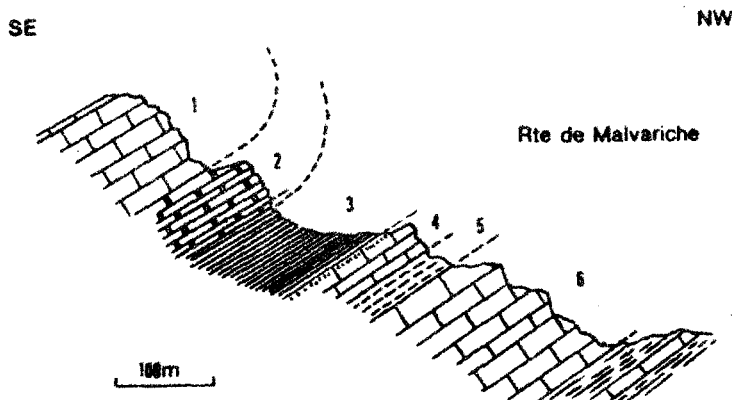


fig. 54 Evolution vers l'W de la série jurassique de l'unité du Morron de Totana : coupe du flanc méridional de Malvariche au niveau du Hameau.

1. calcaires massifs en gros bancs du Malm ; 2. calcaires à surface de banc ondulée, noduleux du Tithonique ; 3. calcaires marno-gréseux du Néocomien ; 4 à 6 : calcaires cuisiens.

Sur cette coupe, le Tithonique est constitué de microbrèches à Calpionelles et de couches noduleuses blanches.

f. Limite supérieure du Jurassique

Dans l'unité du Morron de Totana, le Crétacé inférieur n'est pas défini macropaléontologiquement mais nous verrons plus loin qu'on peut lui attribuer les calcaires à silex de la coupe de la Fuente Blanca (6 fig 53), ainsi que les calcaires marno-gréseux (3 fig. 54) de la coupe ci-dessus. Sur la coupe du Camino del Villa, par contre, l'Yprésien est transgressif sur le Tithonique (fig. 52) et l'on ne peut fixer la limite supérieure du Jurassique.

Sans repère paléontologique sûr, nous fixons la limite Tithonique-Crétacé inférieur à l'apparition des calcaires gris à silex ou des calcaires marno-gréseux gris. L'apparition de la glauconie coïncide d'ailleurs avec cette limite.

5. Conclusions paléogéographiques à l'étude du Jurassique de l'unité du Morron de Totana

Le Jurassique de l'unité du Morron de Totana est dolomitique à la base (Lias inférieur) puis uniformément calcaire jusqu'au Tithonique.

Les faciès oolitiques caractérisent le Lias moyen et supérieur et présentent un "accident" ferrugineux de sédimentation au Domérien moyen. L'abondance d'Ammonites et de Brachiopodes souligne cet accident sédimentologique.

Le Dogger, peu épais, traduit un épisode un peu plus pélagique auquel fait suite une période de sédimentation en eaux agitées provoquant la formation de calcaires micrograveleux ou microbréchiques pendant le Malm.

L'aire de sédimentation de l'unité du Morron de Totana, durant tout le Jurassique, est restée peu profonde. Les calcaires oolitiques et micrograveleux très épais en témoignent. Dans l'hypothèse d'absence de terrains mésozoïques sur le Permo-Trias des unités de base et dans le domaine alpujarride situé plus au S, on peut penser que ce type de sédimentation néritique s'est installé dès le Lias moyen au bord d'un continent, en le frangeant suivant une direction est-ouest. Il faut néanmoins constater à l'encontre d'une telle hypothèse que la proximité réduite du continent après le Rhétien, ne s'est pratiquement jamais traduite par un apport détritique. En effet, les seuls quartz observables se cantonnent au Domérien moyen.

Mais ce faciès détritique est commun également au domaine subbétique. L'alimentation en grains de quartz peut donc s'être tout aussi bien faite du N vers le S sur de très grandes distances que du S vers le N ; il faut donc admettre la fragilité d'une telle hypothèse et se borner à constater que le fait de placer une puissante série peu profonde au bord d'un continent "interne" émergé ne résoud pas le problème de l'existence ou l'absence^{de} de couverture des nappes internes. La question n'est pas encore résolue à l'échelon de la chaîne à l'heure où nous abordons cette étude.

6. Comparaison de la série jurassique de l'unité du Morron de Totana avec la couverture du Bétique de Malaga dans la région du Palo de Malaga.

P. Fallot (1931, p. 43) pensait que la série du Morron de Totana était différente de celle rencontrée dans la région de Velez Rubio, 50 km à l'W ; néanmoins, elle possède des analogies frappantes avec le Jurassique du Palo de Malaga, situé plus de 250 km à l'W. Dans cette région, en effet, le Jurassique est constitué de bas en haut par (J. Azéma, 1960) (fig. 55 B) :

1. des dolomies gris-jaunâtre en bancs minces séparés par des marnes grises (10 m) : Rhétien ?
2. des dolomies gris-clair légèrement calcaires (10 m),
3. des calcaires marneux à Ammonites avec oolites ferrugineuses du Domérien-Toarcien,
4. des calcaires oolitiques,
5. quelques mètres de calcaires à "filaments" du Dogger,
6. des calcaires esquilleux à grain fin, rosés à jaune-crème, à Saccoccomidae et Globochaetae alpina Lombard du Kiméridgien terminés par des calcaires tithoniques au toit desquels s'est installé un karst albien.

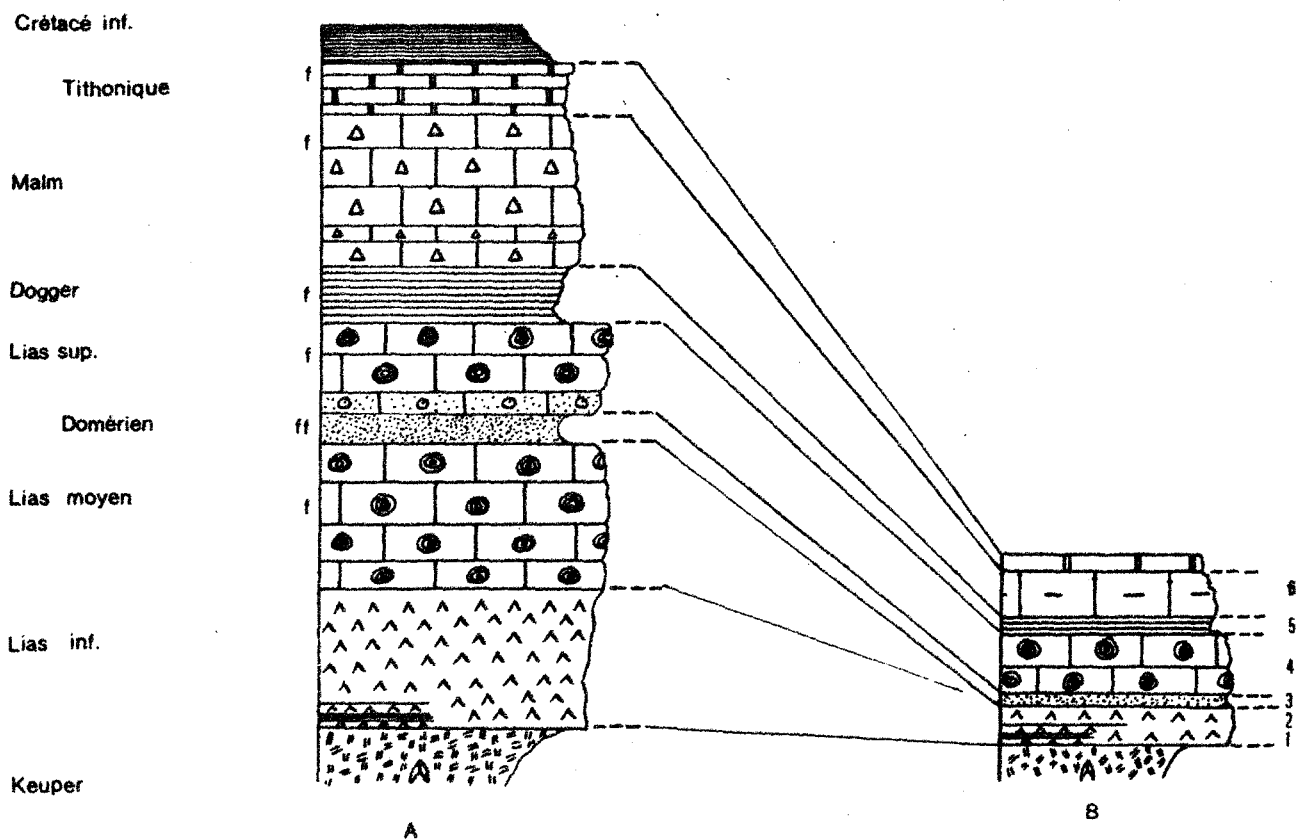


fig. 55 Colonnes stratigraphiques des séries jurassiques de l'unité du Morron de Totana (Sierra de Espuña) (A) et du Palo de Malaga (B) (J. Azéma, 1960).

Figurées sur le même schéma, (fig. 55), les colonnes stratigraphiques du Palo de Malaga et de l'unité du Morron de Totana évoquent les mêmes faciès, la même aire de sédimentation aux mêmes époques géologiques. La différence réside dans l'épaisseur importante de la série jurassique de l'unité du Morron de Totana.

D. Evolution vers le S de la série jurassique de l'unité du Morron de Totana.

Au S des reliefs des Razos de la Carrasca et du Morron de Totana, s'étend une vaste dépression ("valle de Enmedio") occupée par les marnes vertes à gypse du Keuper. Sous ce Trias supérieur, se place une imbrication de l'unité du Morron de Totana formant essentiellement le Cerro de la Cabra

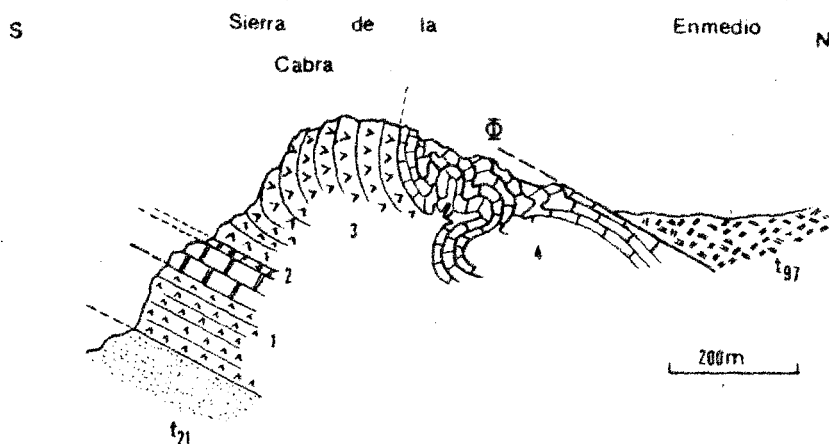


fig. 56 Coupe de la Sierra de la Cibra .

t_{21} : grès rouge-brique du Trias inférieur ; 1. ensemble de dolomies sombres couronnées de calcaires à vermiculations du Muschelkalk ; 2. : horizon très mince de marnes jaunâtres du Keuper et $t_{9,7}$: marnes vertes à gypse ; 3. : dolomies grises de la base du Lias ; 4. : calcaires oolitiques en bancs nets du Lias.

A l'W de cette coupe, entre le hameau du Purgatorio et la casa de la Cuesta, on observe, en position renversée, sur les calcaires oolitiques (4), des calcaires grésio-ferrugineux du Domérien suivis de calcaires compacts (Jurassique moyen et supérieur ?) que surmontent de l'Oligocène calcaire à Lépidocyclines, termes les plus récents de cette écaille du Cerro de la Cibra.

E. Jurassique de l'unité de Prat Mayor

Cette unité est localisée au NE de la Sierra de Espuña et repose vers le S sur du Trias supérieur, "semelle" commune des unités septentrionales de la Sierra. Cette unité disparaît vers le N et vers l'E sous les dolomies de base de l'unité de la Perona.

Les termes jurassiques de la série de Prat Mayor sont essentiellement localisés dans le massif calcaire compris entre la vallée de Valde-laparra et celle del Valle . Les faciès sont très uniformes car calcaires du Lias inférieur au Tithonique. Les coupes qui permettent l'observation d'une grande partie de la série sont rares.

. Dans la Vallée de Prat Mayor, 1 km en aval des mines de lignite, on relève sous les calcaires crétacés (fig. 79) des calcaires microcristallins, rouges contenant quelques Saccocomidae (Oxfordien supérieur à

Tithonique) suivis de calcaires roux à Entroques, graveleux et oolitique avec une abondante microfaune de iliolidae, de Textularidae et de Valvulinidae. Il pourrait s'agir de Tithonique (?).

. Dans la partie basse de Val delaparra, face à l'abreuvoir et à partir du fond du ravin, la falaise sud de Valdolaparra, haute de plusieurs centaines de mètres, permet l'observation de la coupe suivante, de bas en haut :

1. des dolomies grises, massives, représentant, comme dans tous les autres domaines, l'Infralias et la base du Lias inférieur ;
2. des calcaires oolitiques ou graveleux, blancs ;
3. quelques mètres de calcaires bréchiques d'apparence conglomératique. Ce niveau affleure au fond du ravin, au pied de la retenue de régularisation du rio ;
4. 15 à 20 m de calcaires oolitiques blancs ;
5. 25 à 30 m de calcaires compacts jaunâtres d'aspect conglomératique. Il s'agit, en fait, d'une brèche noduleuse monogénique ;

Les calcaires 2 à 5. sont oolitiques ou graveleux. La partie supérieure des niveaux 5., d'aspect conglomératique, montre quelques "filaments" et des Protoglobigérines. Nous pensons qu'il s'agit de Lias moyen ou supérieur.

6. quelques mètres de calcaires noduleux rouges ou jaunes, ferrugineux contenant des débris de Bélemnites ;

Le niveau 6. ne fournit, en lame mince, que des débris de Gastéropodes de Brachiopodes d'Echinodermes (Lias supérieur ?).

7. 2 m de calcaires jaunes à patine grise, en petits bancs de 5 cm, très durs et en grande partie dolomitisés ;
8. 50 m de calcaires noduleux, très compacts, de teinte rougeâtre ou jaunâtre. On décèle dans cette masse calcaire des surfaces ferrugineuses durcies peu développées ; la série 8. ne révèle aucune microfaune. Quelques "filaments" apparaissent sporadiquement.
9. 10 m de calcaires compacts, jaunâtres, en bancs puissants ;
10. 20 m de calcaires noduleux rouges et blancs, à surfaces de bancs ondulés alternant avec des calcaires compacts se délitant en dalles sonores.

Avec les calcaires 9. apparaissent des faciès typiques du Jurassique terminal. Les Saccocomidae d'abord dans le niveau 9. caractérisent l'Oxfordien supérieur et le Kiméridgien. Ils sont ensuite associés à des

Calpionelles (Calpionella alpina et Crassicolaria intermedia) qui prédominent ensuite jusqu'au sommet de la série des calcaires. Le Tithonique est donc présent.

En conclusion, le Jurassique de l'unité de Prat Mayor est uniformément calcaire mais mal daté.

Le trait dominant de cette série est son homologie avec le Jurassique du Subbétique septentrional. Les faciès calcaires noduleux, rouges, sont identiques.

F. Jurassique de l'unité de la Perona

Superposée à l'unité de Prat Mayor, au NE de la Sierra de Espuña, l'unité de Perona, à matériel Jurassique montre des calcaires et des dolomies.

Une coupe effectuée au pied du sommet Perona vers la vallée de Prat Mayor permet d'observer :

- 1_{2,1}. des dolomies gris-rose à patine sombre et en bancs nets (100 m au moins) azoïques ;
- 1₃. quelques mètres de calcaires oolitiques, azoïques ;
- 1₄. 15 à 20 m de calcaires détritiques gréseux, ferrugineux, roux ;
 - . les calcaires oolitiques identiques à 1₃ ;
- G₁. des conglomérats nummulitiques à éléments jurassiques.

Seul le niveau 1₄ est fossilifère. Nous avons récolté : Spiriferina ascendens E. Desl., Spirif. gr. haueri Suess, Sp. falloti (?) Corroy, Rhynchonella cf. curviceps Quenst., Rh. sp. Zeilleria roemerii Schl., Z. cf. roemerii Schl., indiquant le Pliensbachien inférieur (*)

Il apparaît donc que l'épisode détritique ferrugineux appartient ici au Pliensbachien inférieur ; il est donc plus ancien que celui de l'unité du Morron de Totana ; dans cette dernière en effet, c'est seulement au Domérien moyen qu'apparaissent les premiers horizons ferrugineux et détritiques.

Il faut noter ici la faible représentation de la série jurassique dans cette unité ; cette réduction est en relation directe avec la présence des conglomérats supérieurs, uniquement formés de calcaires et de dolomies jurassiques. La série jurassique de l'unité de la Perona a été presque totalement démantelée par l'érosion et a donc alimenté les conglomérats de l'Oligocène basal.

(*) déterminations de M.G.Dubar.

G. Conclusions générales à l'étude du Jurassique du Bétique de Malaga

Le Bétique de Malaga, situé immédiatement au S du Subbétique interne, possède un Jurassique dolomitique et calcaire.

L'unité du Morron de Totana formant la partie sud-occidentale de la Sierra de Espuña possède le plus de termes différenciés.

En général, l'Infralias est dolomitique. A ce niveau du Jurassique, le Bétique de Malaga ne se différencie pas du Subbétique.

Le Lias s.s. est oolitique et marqué par un épisode grésio-ferrugineux au Pliensbachien dans l'unité de Perona, et au Domérien moyen dans l'unité de Prat Mayor. Là encore, on trouve une grande analogie avec les niveaux pliensbachiens et domériens du Subbétique externe (Sierra de la Peña Rubia dans l'unité de la Loma de Solana). Le Lias supérieur est aussi oolitique. A l'encontre donc de ce qui se passe dans le Subbétique interne, le caractère néritique du domaine malagais se prolonge au delà du Domérien.

Le Dogger est un peu plus marneux et traduit un approfondissement de la mer, sensible d'ailleurs dans tous les autres domaines.

Le Malm, uniformément calcaire, est essentiellement microbrèche. Le Kiméridgien-Tithonique présente un faciès très proche des couches calcaires noduleuses du Subbétique externe. La couleur rouge des couches noduleuses y est simplement moins développée.

L'évolution du Bétique de Malaga paraît donc très comparable à celle du Subbétique externe.

Dans l'hypothèse de la sédimentation du Bétique de Malaga au S du Subbétique, ce type de Jurassique sera le symétrique du Jurassique calcaire, typique de la ride externe par rapport au vaste bassin du Subbétique interne où la sédimentation est essentiellement marneuse.

Les unités permo-triasiques de base, situées sous le Permo-Trias malagais, ne possèdent pas ou peu de Jurassique. Des dolomies grises, peut-être de l'Infralias, peuvent être par places considérées comme leur couverture.

Au S de la Sierra de Espuña, dans le domaine alpujarride, aucun terme nettement postérieur au Rhétien ne peut être mis en évidence. S'agit-il d'une lacune de sédimentation ou d'une lacune d'érosion ?

A l'appui de cette dernière hypothèse jamais (sauf lors de l'épisode détritique, généralisé, du Pliensbachien-Domérien), dans le Bétique de Malaga et le Subbétique, on ne note de venues détritiques pouvant provenir de l'érosion de domaines internes émergés.

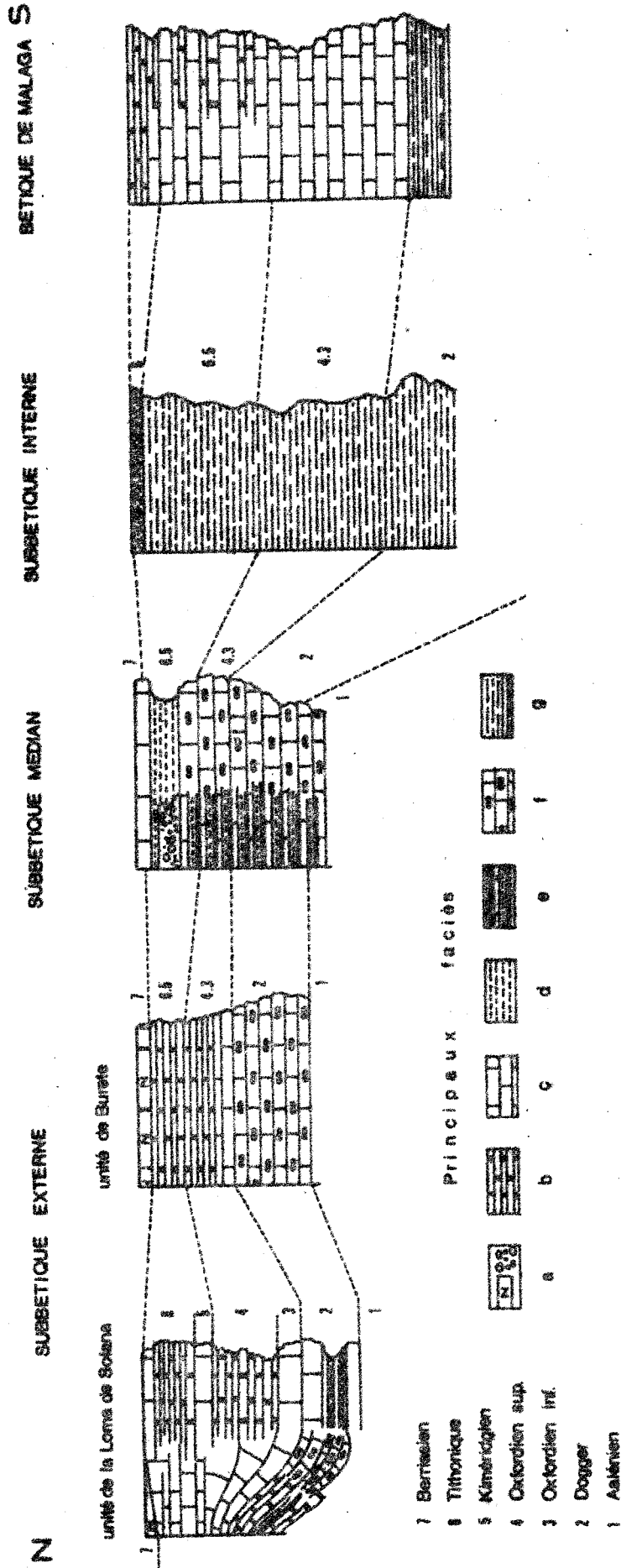


fig. 57 Les principaux types de faciès du Jurassique

a : brèche calcaire et conglomérat calcaire polygénique; b : calcaires noduleux rouges, légèrement argileux, en bancs nets; c : calcaires compacts rouges ou blancs, en gros bancs; d : marnes rouges souvent siliceuses; e : alternance de marnes vertes, de calcaires détritiques et de radiolarites; f : calcaires à silex; g : marnes et calcaires.

13. ETUDE DES FACIES ROUGES DU JURASSIQUE

Après l'étude des séries jurassiques des différents domaines, on peut souligner la grande variété des faciès calcaires rouges, noduleux ou non au niveau du Subbétique externe et du Bétique de Malaga.

A la vue des différentes colonnes stratigraphiques de la figure 57, il apparaît que, durant le Malm, à une sédimentation de calcaires noduleux rouges du Subbétique externe, fait suite vers le S, au niveau du Subbétique médian, une sédimentation marneuse, calcaire et siliceuse.

Il apparaît également que les niveaux marneux rouges du Subbétique interne et médian sont vraisemblablement synchrones de niveaux calcaires noduleux rouges dans le Subbétique externe au N et dans le Bétique de Malaga au S .

Sur la figure 58, nous avons tenté de représenter les différentes conditions pouvant régler la sédimentation des niveaux rouges sur la plateforme du Subbétique externe et le talus du Subbétique médian qui lui fait suite vers le S.

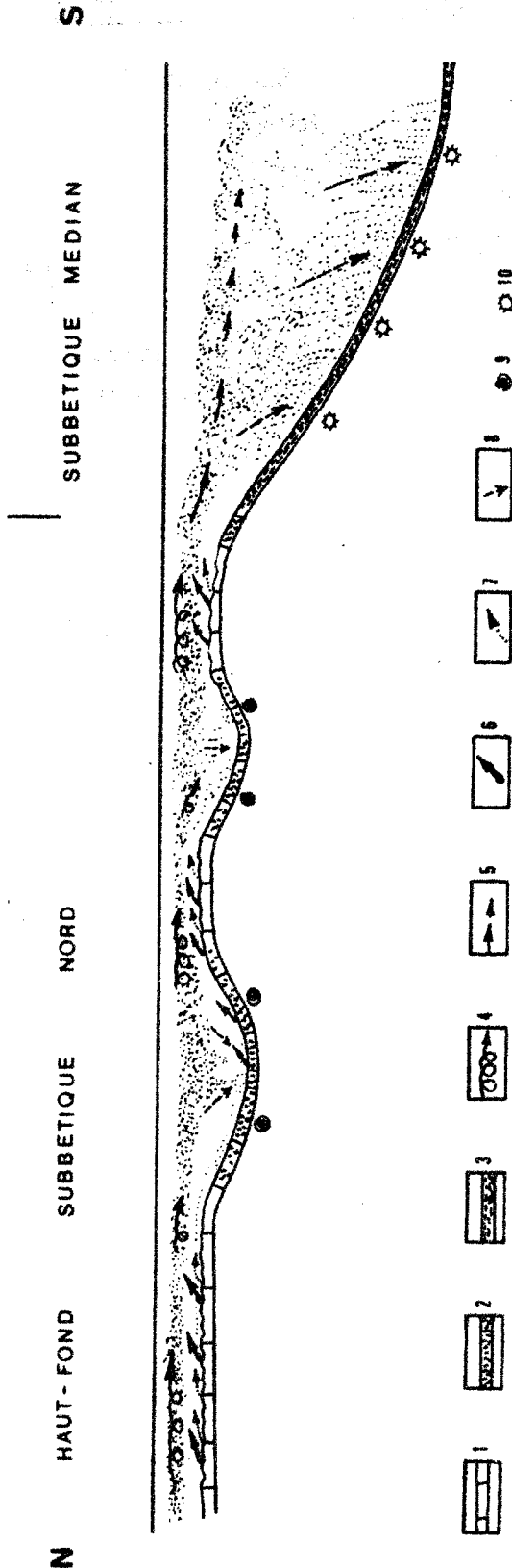


fig. 58 Schéma traduisant les conditions de sédimentation de deux types de faciès rouges :
calcaires noduleux et marnes.

1. sédimentation de calcaires purs, pas de particules argileuses ; 2. sédimentation de calcaires noduleux rouges avec espaces inter-nodulaires argileux ; 3. sédimentation de marnes rouges siliceuses ; 4. courants de forte turbulence et de grande rapidité ; 5. mise en suspension de toute particule argileuse par les courants 4 ; 6. transport par courants des particules argileuses ; 7. dissolution sous-marine, par les courants (4), des calcaires du haut-fond ; 8. sédimentation de particules argileuses dans les zones de turbulence moindre ou nulle ; 9. "pièges" à Ammonites ; 10. sédimentation pélagique des tests (essentiellement Radiolaires).

14. PROBLEME DES SEDIMENTS SILICEUX ET CALCAIRES DU SUBBETIQUE MEDIAN

A. Almela et J.M. Rios dans leur étude de la Sierra de Ricote, ont souligné l'existence de lits de radiolarites dans le Jurassique supérieur. G. Colon (1956) étudiant un matériel provenant de la partie nord de l'unité de la Bermeja, conclue au caractère pélagique des sédiments du Jurassique supérieur. Les Radiolarites traduisent selon lui des apports intenses et brusques d'une grande masse de Radiolaires planctoniques.

Les radiolarites ne sont pas localisées uniquement au N du massif de Ricote, mais dans la majeure partie de la Sierra. Elles ne paraissent pas exister, par contre, dans l'unité de Mezquila, c'est-à-dire dans le Subbétique interne.

Un trait essentiel de la sédimentation dans les unités de la Garita et de la Bermeja (partie occidentale) est l'association des faciès microbréchiques (calcaires à oolites remaniées, à gravelles et conglomérats,) avec des radiolarites et des faciès marneux.

Nous ne reviendrons pas ici sur la genèse des faciès siliceux, car nous ne pouvons apporter aucun élément nouveau. Le seul fait à retenir est l'apparition des radiolarites légèrement avant l'émission des roches basiques.

Dans l'unité de la Garita, où les faciès radiolaritiques sont les plus spectaculaires, la sédimentation mixte (calcaires microbréchiques, faciès siliceux et marnes) débute au Lias supérieur et se prolonge jusqu'au Tithénique. Les éléments calcaires des faciès microbréchiques sont soit des oolites soit des gravelles. Certains faciès plus fins montrent l'association d'oolites alternant avec des microlits de fines coquilles de Lamellibranches pélagiques.

Aux faciès calcaires microbréchiques succèdent brutalement les radiolarites. Le toit du banc calcaire est souvent épigénisé par la silice alors que la base du banc calcaire situé immédiatement au-dessus des radiolarites ne l'est jamais. Nous pensons que l'apport de silice (lié à un très grand nombre de Radiolaires) est brutal et s'effectue sur une boue calcaire non consolidée. Un certain laps de temps s'écoule entre le dépôt des niveaux

siliceux et celui des calcaires qui les surmontent toujours. On trouve, en effet, très souvent un microconglomérat situé immédiatement sur le banc de radiolarite et le remplaçant.

Les faciès marneux succèdent aussi brutalement aux faciès calcaires.

Dans les Hellenides, J. Aubouin (1957) et P. Celet (1962), pour expliquer l'association des faciès oolitiques et radiolaritiques admettent que les dépôts calcaires se sont déposés grâce à la présence de courants de turbidité emmenant au large des débris calcaires d'une ride en voie d'émersion (région de Kiona, in P. CELET, 1962). Dans la région qui nous intéresse, il est également très important de replacer la zone de sédimentation des radiolarites dans le contexte paléogéographique général.

Nous voyons au N du Subbétique interne une ride puissante où abondent les faciès calcaires au Malm. Vers le S, s'étend une zone de transition, le Subbétique médian, passant progressivement vers le S au Subbétique interne où les faciès marneux pélagiques s'installent dès le Toarcien.

Vers le S, le sillon subbétique serait limité par la ride malagaise où se développent des faciès calcaires périrécifaux (dans l'hypothèse de la sédimentation du Bétique de Malaga au N des Alpujarrides)

La zone où les radiolarites abondent correspond au Subbétique médian situé entre la ride du Subbétique externe et le sillon du Subbétique interne.

En résumé, la présence de faciès radiolaritiques et microbréchi-ques dans le Subbétique médian (unités du Charco, de la Bermeja et de la Garita) confirme bien que ce domaine correspond au talus, remontée septentrionale du sillon du Subbétique interne.

Origine des éléments calcaires des faciès microbréchi-ques.

Au S de la zone de sédimentation du Subbétique médian, s'étendait le Subbétique interne caractérisé par une sédimentation pélagique essentiellement argileuse. La série marneuse débute au Toarcien et se prolonge jusqu'au Crétacé supérieur.

Nous pensons donc qu'il faut rechercher dans la partie nord du

Subbétique l'origine des oolites et des gravelles des faciès microbréchiques, c'est-à-dire au niveau de la vaste ride du Subbétique externe, caractérisée, nous l'avons vu, par ses faciès noduleux calcaires (débutant au Lias supérieur en certains points).

La ride externe devait être le siège (dès le Dogger) de conditions océanographiques spéciales : des courants marins devaient balayer le toit de ce haut-fond et entraîner, vers le large (c'est-à-dire vers le Subbétique médian) des gravelles et des oolites.

Les conglomérats du Jurassique supérieur de l'unité de la Garita se situent au niveau du Kiméridgien-Tithonique, étant donné le remaniement d'éléments à Clypeina jurassica. L'âge jurassique supérieur est confirmé par la présence, au-dessus de ces conglomérats, de couches marneuses rouges tithoniques à Calpionella alpina.

Les niveaux remaniés sont essentiellement du Dogger et du Malm. Il faut donc supposer l'émersion assez proche et l'érosion de reliefs jurassiques au Kiméridgien-Tithonique. Nous n'avons pas pu localiser ces reliefs jurassiques car, à l'affleurement, sur la transversale de la Sierra de Ricote, toutes les unités montrent des séries complètes du Jurassique.

15. CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE DU JURASSIQUE.

Les divisions stratigraphiques que nous avons pu établir dans le Lias des différentes unités rencontrées sont de finesse très inégale.

Etant donné la faible épaisseur des niveaux, il a été souvent impossible de les cartographier de manière cohérente en représentant les différents étages. Deux grands ensembles ont été la plupart du temps figurés : le Lias basal dolomitique et le Lias calcaire sus-jacent.

Dans le domaine subbétique, toutes les unités forment un ensemble sédimentaire très cohérent. Dès le Lias supérieur, on assiste à l'individualisation du Subbétique interne où règnera une sédimentation pélagique jusqu'au Malm.

Les relations entre les zones externes et internes sont moins évidentes car un ensemble très puissant de terrains post-jurassiques voilent le contact entre Subbétique au N et Bétique de Malaga au S.

L I A S

. Rhétien

Cet étage n'a pas été défini paléontologiquement ; de plus, il faut souligner que le contact stratigraphique entre le Trias supérieur et le Lias est rarement observable. Le Keuper est, en effet, marno-gypseux et de ce fait, on constate un déplacement de la masse calcaro-dolomitique sur son substratum triasique marneux, déplacement qui a vraisemblablement provoqué l'ablation des couches de base du Lias.

A la base de la série liasique on relève soit une alternance de dolomies en petits bancs séparés par des argilites verdâtres ou jaunâtres (Rhétien à faciès méditerranéen) soit des dolomies massives primaires avec parfois des couches de gypse.

Malgré la banalité du fait (il est observé dans la plus grande partie de la Méditerranée occidentale), il faut souligner le changement brutal de sédimentation entre le Trias supérieur marno-gypseux, donc laguno-continental et l'Infralias dolomitique, vraisemblablement encore lagunaire. Le régime lagunaire est permanent mais les faciès riches en sels de fer exprimés disparaissent brutalement et définitivement.

Dans tout le Subbétique, la base du Lias est donc formée de dolomies grises massives, souvent bréchiques, passant graduellement aux calcaires franchement marins du Lias.

. Lias inférieur

Dans ce terme, sont réunis l'Hettangien et le Sinémurien.

Dans tous les domaines, l'on passe des dolomies de base à des calcaires peu profonds sans discontinuité apparente. Malgré l'absence de divisions paléontologiques, on constate une évolution nette du bassin jusqu'à alors uniforme (lagune infraliasique). Le bassin unique de la chaîne est, en effet, frangé au N et au S par des faciès oolitiques peu profonds. On note, en effet, l'exagération de tels faciès dans le Subbétique externe au N et dans le Bétique de Malaga au S.

Dans les Subbétiques médian et interne, les faciès sont par contre

plus pélagiques et traduisent une sédimentation plus bathyale. Dans le détail, les faciès sont peu épais et très variables, tout en restant calcaires. L'étude détaillée en a été faite plus haut.

. Lias moyen

Bien que vraisemblablement représenté dans tous les domaines, le Pliensbachien n'a été défini qu'en deux points très distants l'un de l'autre. Il se présente sous forme de calcaires gréseux-ferrugineux à Brachiopodes qui traduisent des conditions bathymétriques identiques de sédimentation au N et au S du Subbétique :

1. dans l'unité de la Loma de Solana (Peña Rubia) au N,
2. dans l'unité de Perona, au S.

Dans les autres unités, on peut rapporter au Pliensbachien des calcaires oolitiques dans le Subbétique externe et le Bétique de Malaga, et pélagiques dans le Subbétique médian.

Le Domérien est le premier étage du Lias à présenter un faciès pratiquement constant dans les différents domaines.

. Dans le Subbétique externe de l'unité de la Loma de Solana, il s'agit de calcaires à débris, gréseux et ferrugineux ;

. dans le Subbétique médian, ce sont des calcaires pélagiques, banals, indistincts de la masse calcaire sous-jacente ;

. dans le Subbétique interne par contre, on retrouve des faciès calcaires et gréseux mais à tendance argileuse ;

. dans le Bétique de Malaga enfin, le Domérien moyen, très riche en Ammonites et en Brachiopodes, est sous forme de calcaires oolitiques, légèrement gréseux et ferrugineux.

L'épisode détritique gréseux du Pliensbachien se généralise donc au Domérien.

A la fin du Lias moyen, se dégagent les grands traits paléogéographiques suivants :

du N vers le S, on observerait :

1. une plateforme externe, correspondant au Subbétique externe ;

2. un talus intermédiaire où se développent des faciès conglomératiques et très vite pélagiques vers le S (Subbétique médian) ;
3. un vaste bassin de profondeur inconnue (Subbétique interne) ;
4. une ride interne (Bétique de Malaga de la Sierra de España) séparée ou non du bassin subbétique par une région émergée, suivant l'hypothèse tectonique adoptée.

. Lias supérieur

Les faciès du Toarcien marquent un changement assez net de la sédimentation dans tout le bassin subbétique.

- . Dans le Nord de la chaîne (Subbétique externe), le Toarcien se présente sous deux faciès différents : marnes verdâtres superposées à un "hard-ground" au toit du Domerien ou faciès calcaire rouge.
- . Dans le Subbétique médian, les faciès calcaires pélagiques du Lias inférieur et moyen deviennent plus marneux et passent à une alternance de marnes et de calcaires marneux.
- . Dans le Subbétique interne, le Toarcien est sous forme de marnes rougeâtres pélagiques.
- . Dans le Bétique de Malaga de la Sierra de España, ce sont des calcaires oolitiques.

La paléogéographie définie à la fin du Domerien s'accroît donc nettement. L'accroissement de profondeur du bassin du Subbétique interne par rapport aux rides du Subbétique externe et du Bétique de Malaga débute au Toarcien.

D O G G E R (Aalénien inclus)

Le Dogger est, en général, pauvre en faune. Nous n'avons pu le dater paléontologiquement qu'en peu de points du Subbétique (Sierras de Quipar, de Ricote et de Ponce). Néanmoins, on peut supposer son existence dans toutes les unités subbétiques et malagaises.

- . Dans la partie septentrionale du Subbétique externe, le Dogger présente plusieurs faciès distincts : soit des calcaires lités alternant avec des marnes, soit des calcaires noduleux rouges associés à des marnes

rouges à quelques bancs de radiolarites soit enfin des calcaires à silex ;

. Dans la partie méridionale du Subbétique externe, le Dogger est simplement sous forme de calcaires à silex.

Au niveau donc de la plateforme subbétique, les faciès sont variables, essentiellement calcaires.

. Dans le Subbétique médian, les faciès siliceux s'accroissent. Ce sont soit des calcaires riches en silex soit des calcaires oolitiques grano-classés, des marnes et des radiolarites caractérisant le talus séparant une plateforme au N d'un sillon au S.

. Dans le Subbétique interne, la sédimentation marneuse, installée dès le Toarcien se continue durant le Dogger. Dans le sillon subbétique, se déposent d'épaisses séries de marnes et de marno-calcaires pélagiques.

. Le domaine malagais montre, au Dogger, des faciès calcaires, traduisant une sédimentation en eau peu profonde.

Le bassin du Subbétique interne serait donc limité au S soit par une ride dans l'hypothèse de la situation originelle du Bétique de Malaga au N des Alpujarrides soit par un vaste domaine émergé (correspondant aux Alpujarrides) frangé au S par le bassin peu profond du Bétique de Malaga, dans le cas de l'hypothèse de l'origine "ultra" de cette nappe.

Dans le Subbétique, il existe donc une remarquable logique sédimentaire du N vers le S ; en effet, à des faciès de haut-fond, variables, succèdent des faciès plus profonds, pélagiques, siliceux (ou localement des séries très particulières car mises en place en partie par courants de turbidité). Ces faciès caractérisent un talus intermédiaire entre le haut-fond et le bassin du Subbétique interne où les faciès deviennent pélagiques et uniformément marneux.

Il faut, de plus, noter la présence, dans les Subbétiques médian et interne, d'émissions de laves basiques à la limite Aalénien-Dogger.

M A L M

L'individualisation des différentes zones se prolonge jusqu'au Tithonique.

La plateforme de la Meseta ibérique au N des nappes possède un Jurassique supérieur calcaire néritique. Largement au S, débute le domaine subbétique.

. Le Malm du Subbétique externe est formé de calcaires rouges, noduleux ou compacts. Cette zone correspond au vaste haut-fond subbétique.

. Dans le Subbétique médian, le Malm montre des calcaires pélagiques à silex marqués à leur sommet par la présence d'un niveau marneux, rouge, siliceux. Cette sédimentation monotone caractérise le talus du Subbétique médian effectuant la liaison entre le haut-fond septentrional et le sillon méridional.

Au pied de ce talus et localisée sur le méridien de la Sierra de Ricote, s'observe une zone de sédimentation pélagique, calcaire, marneuse et siliceuse, avec présence de niveaux bréchiques et de faciès marneux rouges tithoniques. A ce niveau des conglomérats kimeridgiens-tithoniques prouvent l'existence locale d'une cordillère émergée, dont la position n'a pu être définie.

. Dans le Subbétique interne, se déposent des marnes et des marno-calcaires à Radiolaires. Le Tithonique présente des faciès marneux rouges. Au S du talus du Subbétique médian, viendrait le sillon subbétique décelable d'ailleurs dès le Toarcien.

. Au S, dans le Bétique de Malaga, l'on rencontre des calcaires microbréchiques, parfois bien lités et noduleux, rappelant beaucoup certains faciès calcaires du Subbétique externe.

L'éventuelle zone de passage entre le sillon subbétique et la ride malagaise n'est pas connue.

Dans l'hypothèse de la sédimentation du Bétique de Malaga immédiatement au S du Subbétique, le passage entre le sillon subbétique et la ride malagaise devait s'opérer rapidement, car cette dernière est caractérisée par la permanence de faciès calcaires peu profonds du Lias au Tithonique.

Dans l'hypothèse d'une origine méridionale du Bétique de Malaga, entre le vaste bassin profond du Subbétique et le bassin neritique du Bétique de Malaga, on aurait une vaste zone émergée dès le Rhetien correspondant au domaine alpujarride.

CHAPITRE IV

CRETACE

C H A P I T R E I V

C R E T A C E

1°	INTRODUCTION	168
2°	CRETACE DU PREBETIQUE <u>S.S.</u>	169
3°	CRETACE DU PREBETIQUE INTERNE (SERIE DE LA SIERRA DE LA PUERTA)	176
4°	CRETACE SUBBETIQUE	190
	A. CRETACE DE L'UNITE DE LOS RAMELES	190
	B. CRETACE DE L'UNITE DE LA LOMA DE SOLANA	198
	C. CRETACE DU SUBBETIQUE MEDIAN ET INTERNE	215
5°	CRETACE DU BETIQUE DE MALAGA	220
6°	CONCLUSIONS GENERALES	232

CHAPITRE IV

LE CRETACE

1° INTRODUCTION

Les niveaux crétacés de notre secteur d'étude (fig. 59) permettent de réaliser une synthèse paléogéographique qui intéresse tous les domaines de la chaîne, du Prébétique autochtone le plus externe aux unités supérieures de la Sierra de Espuña.

Les termes les plus anciens que révèlent le Prébétique s.s. et le Prébétique interne de la Puerta sont datés, en effet, du Crétacé inférieur.

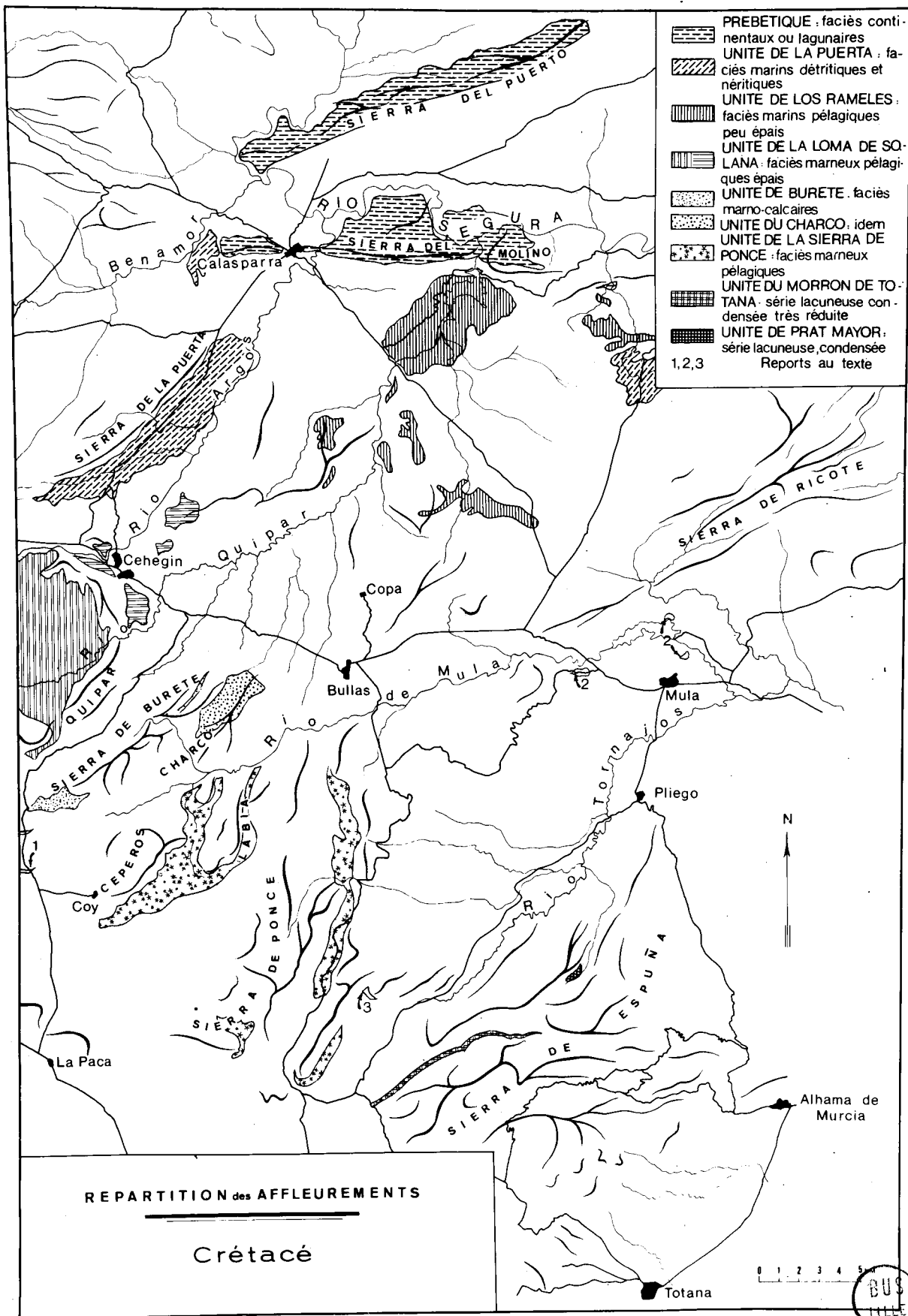
Le Crétacé représente le début d'une période de sédimentation souvent épaisse, très riche en marnes. L'évolution paléogéographique au Crétacé ne se superpose pas toujours à celle décelée au cours du Jurassique. L'exemple le plus spectaculaire se trouvera dans l'unité de la Loma de Solana où, à un Jurassique peu épais typique de la plateforme du Subbétique externe, succède une puissante série marneuse crétacée.

Les venues détritiques, abondantes dans l'autochtone où se développent des séries gréseuses continentales (faciès wealdiens et faciès albiens d'Utrillas), seront très nettes dans la partie interne de l'autochtone (série de la Puerta) et dans la partie externe du Subbétique (unité de los Rameles). L'alimentation se fait incontestablement du N vers le S. Dans le Subbétique situé au S de l'unité de los Rameles, les venues détritiques sont cantonnées à l'Aptien et sont de plus en plus faibles lorsqu'on se déplace vers le S. Elles sont inexistantes dans toutes les unités se situant au S de l'unité de la Loma de Solana.

Dans le Bétique de Malaga, situé au S du Subbétique et au N du domaine des Alpujarrides, les venues de quartz sont réduites. Le Néocomien est souvent sous forme de calcaires finement gréseux. L'Albien, que l'on trouve dans les fissures d'un karst situé au toit du Néocomien ou du Tithonique est

fig. 59 Répartition des affleurements crétacés.





gréseux et glauconieux. Dans ce domaine, l'alimentation se fait probablement du S vers le N.

L'étude du Crétacé est facilitée par l'abondance des faunes d'Ammonites. Seule exception à la règle, le Crétacé inférieur du Subbétique interne, ailleurs très riche en faciès à Aptychus et Ammonites pyriteuses s'est révélé continûment azoïque dans notre secteur d'étude. Dans ce domaine, la sédimentation paraît néanmoins continue du Tithonique au Crétacé supérieur.

2° LE CRETACE DU PREBETIQUE

A. Introduction

Défini depuis fort longtemps par P. Fallot, le Prébétique est, rappelons-le, caractérisé par des dépôts secondaires continentaux ou marins toujours peu profonds. Ces faciès peu profonds correspondent en effet à la marge néritique du bâti de la Meseta.

P. Fallot (1945, 1948) a abordé l'étude du front du Subbétique chevauchant de Caravaca à Cieza. N'ayant pas reconnu la nature des dolomies "frontales", cet auteur les rattachait au Subbétique. Les coupes figurées sont de ce fait totalement faussées dans leur interprétation tant stratigraphique que tectonique. E. Dupuy de Lôme et A. Marin de la Barcena (1962) dans leur étude de la feuille de Calasparra au 1/50.000e, adoptent cette même conclusion.

Ces derniers géologues reconnaissent néanmoins, dans l'extrémité occidentale de la Sierra del Puerto, au N de Calasparra, des faciès crétacés typiquement prébétiques en distinguant de bas en haut :

1°) des calcaires néritiques en gros bancs à débris d'Huîtres et empreintes de Tetragramma malbosi Ag.

Heteraster sp., Pectinidés et Toucasia sp.

qu'ils rapportent à l'Aptien ;

2°) des grès et argiles bigarrées albiennes avec quelques lentilles de lignite ;

3°) des grès ocre, des marnes sableuses et des dolomies saccharoïdes de l'Albo-Cénomanién ;

4°) des calcaires dolomitiques et des dolomies sombres du Turonien ;

5°) des calcaires gris à débris de Rudistes et des calcaires bréchoïdes à Siderolites calcitrapoides et Orbitella media du Maestrichtien.

Ces faciès ont une très grande extension au N de la province de Murcie et forment l'avant-pays qui a une largeur dépassant plusieurs dizaines de kilomètres, sur le méridien de Murcie.

B. Le Crétacé prébétique au NW de Calasparra

1. Extrémité occidentale de la Sierra de los Lobos

Il s'agit de la zone appelée Gamonares et qui culmine à 721 m. En partant du km 30,2 de la route de Calasparra à los Paradores et en se dirigeant vers le N, on observe successivement :

1. des sables blancs et rouges avec des filets de marnes vertes et rouges, des conglomérats formés de galets de quartz arrondis ;
2. une formation dolomitique puissante en bancs nets ;
3. des calcaires à Lithothamnies, Nummulites et Discocyclines de l'Eocène.

Le niveau (1), gréseux, est caractéristique du domaine prébétique. Il présente le faciès dit d'"Utrillas" que l'on retrouve continuellement sous les dolomies (2). Etant donné l'absence de faune tant dans les sables (1) que dans les dolomies (2), nous n'aborderons pas dans ce paragraphe la question de

l'âge de ces formations. Disons simplement que les sables des faciès dits d'Utrillas seraient rattachables à l'Albien et la série dolomitique sus-jacente à l'Albo-Cénomanién.

2. La Sierra de los Lobos et la Sierra del Algaidon

Ces deux massifs sont essentiellement dolomitiques et gréseux. Quelques failles d'effondrement viennent troubler une disposition, à l'origine, simple : il s'agit d'anticlinaux et de synclinaux de faible amplitude (fig. 60), constitués par la succession suivante. De bas en haut :

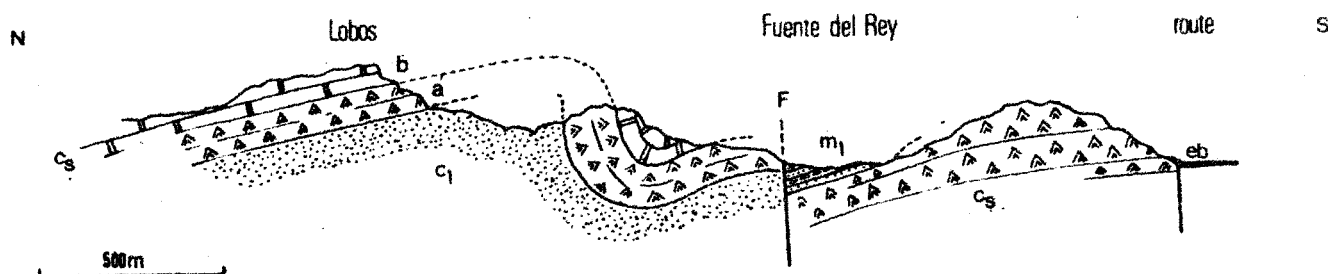


fig. 60 Le Crétacé du massif de los Lobos (NW de Calasparra)

C_1 : des sables blancs, des grès blancs et roux, des grès bruns très riches en oxyde de fer suivis de grès calcareux dolomitiques ;

C_a : un ensemble puissant de dolomies gris-noir bien litées ;

C_b : des calcaires compacts blancs, parfois graveleux, à points rouges et à nombreux débris de Gastéropodes.

Cette succession se retrouve identique à elle-même, plus à l'E, dans la Sierra del Puerto.

Comme pour l'extrémité occidentale de los Lobos, nous fixerons dès à présent l'échelle chronologique de ces différents terrains.

1. les sables et grès sont du type "Utrillas" et représenteraient l'Albien ;
2. les grès dolomitiques et les dolomies gris-noir, l'Albo-Cénomanién ;
3. Les calcaires, le Crétacé supérieur.

C. Le Crétacé prébétique au NE de Calasparra

Extrémité occidentale de la Sierra del Puerto

Le chaînon de la Sierra del Puerto-Cabeza del Asno, sensiblement est-ouest, se prolonge vers l'W par le petit massif calcaire de las Rotas.

Le Río Segura contourne ces reliefs par l'W. Au N de Calasparra et au niveau de la petite cluse séparant la Sierra del Puerto de las Rotas, est percé le tunnel de la voie ferrée Madrid-Carthagène. De part et d'autre de la voie ferrée, on observe la succession très régulière des différents niveaux du Crétacé prébétique. La coupe, qui débute à la gare de Calasparra, peut être observée le long du chemin de Hellin ou de la voie ferrée. De bas en haut, on observe :



fig.61 Le Crétacé prébétique de la Sierra del Puerto

1 et 2 : Portlandien calcaire probable ; 3 et 4 : formations continentales de faciès "Utrillas" attribuables à l'Albien ; 5 et 6 : Vraconien à Orbitolines ; 7 et 8 : Crétacé supérieur s.l. dolomitique ; 9 : Maestrichtien calcaire probable ; 10 et 11 : Vindobonien transgressif.

Description des différents niveaux dans le texte.

1. des calcaires compacts gris, des dolomies grises à grain très fin (30 m minimum)

2. 1 m de conglomérat calcaire assez fin ;

Les calcaires compacts (1) sont uniquement localisés dans le massif de las Rotas. En ce seul point de notre zone d'étude affleurent des niveaux inférieurs aux formations gréseuses du Crétacé moyen (niveaux (3) et (4)). Leur microfaune est malheureusement fort pauvre et il convient de souligner que leur âge est hypothétique. Ce sont des calcaires parfois micrograveleux

à Miliolites et Textulariides. Ils sont dolomitisés par places, mais non uniformément. Des cristaux de dolomite secondaire se sont développés le long de certaines fissures et ont parfois envahi toute la roche. Ces calcaires à Miliolites appartiennent vraisemblablement au Portlandien.

3. une série (50 m) de sables blancs, rouge lie-de-vin ou roses, à stratification entrecroisée, de grès roux, bruns ou noirs, très riches en oxyde de fer, associés à quelques niveaux lenticulaires d'argiles rouges ou blanches ;

Les niveaux gréseux (3), qui contiennent quelques lentilles d'argiles multicolores à lignite, présentent le faciès typique des "couches d'Utrillas" (Province de Teruel). Dans cette région en effet, des argiles et des grès avec passées de lignites, de faciès typiquement continental, sont rattachés à l'Albien. Ce faciès est très développé au NW de Caravaca (Région de Yeste, Sierra de Segura). Aucune précision paléontologique ne peut être apportée dans notre zone d'étude.

4. quelques mètres de grès roux bien consolidés ;

5. 20 m de dolomies gréseuses, grises, et de grès dolomitiques gris ;

6. des dolomies jaunâtres (15m), légèrement calcaires, avec de très nombreux fantômes d'Orbitolines finement gréseuses ;

Les dolomies (6) à Orbitolines sont superposées à ces faciès gréseux rattachables à l'Albien. Les Orbitolines finement gréseuses contenues dans ce niveau sont nettement aplaties. D'après le Professeur P. Rat (*), la généralisation de telles formes, qui ne coexistent pas avec des Orbitolines coniques, peut être simplement due à une différence de sélection par les courants. On peut néanmoins, avec beaucoup de prudence, les rattacher au type O. lenticularis (O. conoidea et O. discoidea). L'âge des dolomies (6) peut donc être soit Albien supérieur, soit Cénomaniens.

7. un ensemble de dolomies grises azoïques ;

8. une alternance régulière de dolomies argileuses et d'argiles dolomitiques de couleur nettement jaunâtre. Ces niveaux, bien que totalement dépourvus de calcaire, rappellent beaucoup les alternances marneuses et marno-calcaires du Crétacé supérieur de type Subbétique ;

La dolomitisation des niveaux (5) à (8) est secondaire. Le développement des cristaux rhomboédriques de dolomite, la corrosion du test des Orbitolines du niveau (6) le confirment. D'après des renseignements oraux aimablement communiqués par la SEPSA (*) (*), des calcaires marneux et des marnes à Rosalines, de faciès très semblables à celui du Crétacé supérieur subbétique, auraient été découverts au NW de Moratalla, c'est-à-dire à quelques dizaines de kilomètres de notre coupe. Ces calcaires marneux et ces marnes à Rosalines paraissent, en ce lieu, avoir échappé à la dolomitisation secondaire.

Au N de Calasparra, malheureusement, la dolomitisation a effacé la microfaune mais a conservé l'aspect lithologique de la roche.

(*) que je remercie vivement de ses déterminations.

(*) (*) Societa .. Española Petroleo S.A.

9. des calcaires compacts en bancs nets, bréchoïdes avec passées de calcaires conglomératiques ou noduleux. Les seuls fossiles qu'on y trouve sont des débris indéterminables de Gastéropodes ;

Les calcaires terminaux (9) ont fourni à E. Dupuy de Lôme et A. Marin (1962) une microfaune du Maestrichtien (Siderolites calcitrapoides et Orbitella media (d'ARCH.))

10. en transgression, dans cette coupe, sur les calcaires (9) (ailleurs on les trouve également sur les sables de base (3), des conglomérats polygéniques récents. Des lentilles de sables rouges riches en gros galets s'observent également ;

11. un ensemble puissant de marnes blanches (Miocène supérieur) ;

12. une dalle de quelques mètres de calcaire à débris, gréseux, roux.

D. Crétacé prébétique de part et d'autre de Calasparra

1. Etude de la Sierra de San Miguel

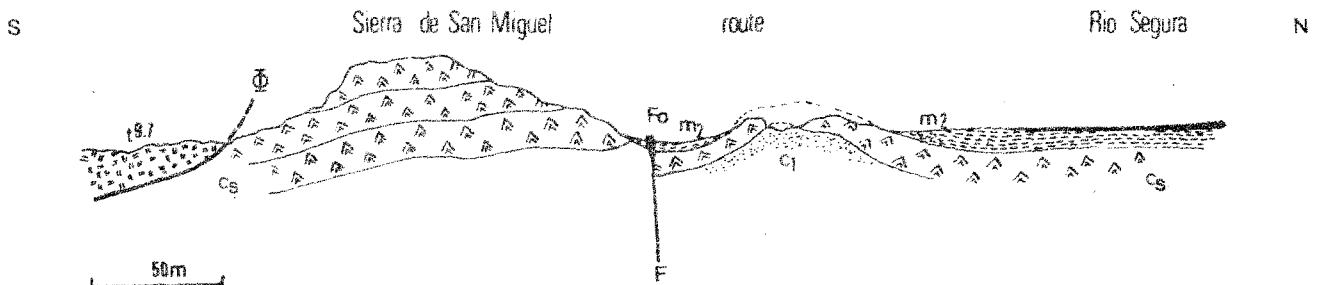


fig.62 Le Crétacé de la Sierra de San Miguel (W de Calasparra)

t_{9.7} : Trias subbétique chevauchant le Prébétique suivant le contact anormal Φ

c₁ : grès et sables ferrugineux de l'Albien continental de type "Utrillas"

c_s : Crétacé supérieur dolomitique ;

P. Fallot (1945, p.135) considérait la Sierra de San Miguel comme

un élément dolomitique subbétique flottant, par l'intermédiaire de Trias, sur une série crétacée et Mammulitique renversée (p. 135, fig. 56). E. Dupuy de Lôme et A. Marin (1953) rattachent ce massif dolomitique au Muschelkalk de la nappe subbétique.

Les dolomies de la Sierra de San Miguel (C_s fig. 62), loin d'être liasiques ou triasiques et loin de se rattacher au Subbétique, sont en réalité du Crétacé supérieur (Cénomano-Turonien). La présence de calcaires pseudo-oolitiques dans la masse dolomitique qui avait étonné P. Fallot (1945, p. 135) est courante dans la série du Crétacé supérieur prébétique.

Le massif de San Miguel est affecté par un accident vertical F, abaissant le compartiment sud. Au niveau de la route de los Paradores (K 1,1), apparaissent, sous les dolomies crétacées, des grès et des argiles sableuses très ferrugineuses de l'Albien continental de type "Utrillas".

La Sierra de San Miguel, située à l'W de Calasparra, se prolonge dans le massif del Molino, situé, lui, à l'E du village. Nous verrons plus loin que ce dernier relief, jusqu'à présent considéré comme formé de dolomies liasiques subbétiques est constitué de dolomies du Crétacé supérieur et d'Albien continental, exactement comme la Sierra de San Miguel.

2. Le Crétacé de la Sierra del Molino de Calasparra au ravin de Gargantón.

Les reliefs de la Sierra del Molino s'étendent continûment de Calasparra à l'W jusqu'à Cieza à l'E. Les coupes que l'on peut réaliser à ce niveau du Prébétique sont complexes. Nous étudierons ces reliefs en détail dans la partie tectonique.

Deux formations crétacées affleurent.

1° des dolomies grises à patine sombre dont la base révèle des horizons gréseux contenant des Orbitolines identiques à celles rencontrées dans la Sierra del Puerto (fig. 61 , niveau 6). Les premiers horizons dolomitiques sont donc soit de l'Albien supérieur soit du Cénomanién inférieur. L'épaisseur des dolomies de la Sierra del Molino est considérable puisqu'elle atteint 200 m au moins. Au sommet de ces dolomies, apparaissent des calcaires compacts blancs azoïques attribuables au Maestrichtien (par comparaison avec le niveau 9 (fig. 61) de la Sierra del Puerto).

Rappelons que jusqu'à présent les reliefs situés à l'E de Calasparra étaient considérés comme liasiques et de ce fait comme subbétiques.

2° sous ces horizons dolomitiques apparaissent régulièrement des formations argilo-sableuses.

Le ravin del Garganton en montre un grand affleurement. Ce sont des argiles rouges, vertes ou jaunes, à gypse et à lignite, de sables argileux ferrugineux, de grès à Huîtres ainsi que quelques mètres de marnes à Orbitolines et à Cerithes non déterminables. Ces niveaux argilo-sableux représentent l'Albien sous un faciès continental (dit d'Utrillas). Ils ont été très longtemps attribués au Keuper.

E. Conclusions

Rien dans la série Crétacée du Prébétique s.s. n'annonce la sédimentation nettement marine qui se développe, plus au S, dans la série intermédiaire du Prébétique interne et le Subbétique externe septentrional.

En effet, sur un Portlandien calcaire supposé, reposent des sables, des grès et des argiles à lignite de l'Albien, à faciès d'Utrillas. Les dolomies du Crétacé supérieur ne révèlent qu'un seul niveau fossilifère : leur base contient des Orbitolines gréseuses de l'Albien supérieur ou du Cénomanién inférieur. Le sommet de la série est calcaire et quelques Orbitoïdés du Maestrichtien ont été cités.

3° LE CRÉTACÉ DU PRÉBÉTIQUE INTERNE (SÉRIE DE LA SIERRA DE LA PUERTA)

A. Généralités

Le Prébétique interne est situé immédiatement sous le Trias chevauchant

du Subbétique frontal (2, fig.63). Dans sa partie méridionale, il est ployé en un vaste pli synclinal à flanc méridional renversé disparaissant sous le Trias subbétique.

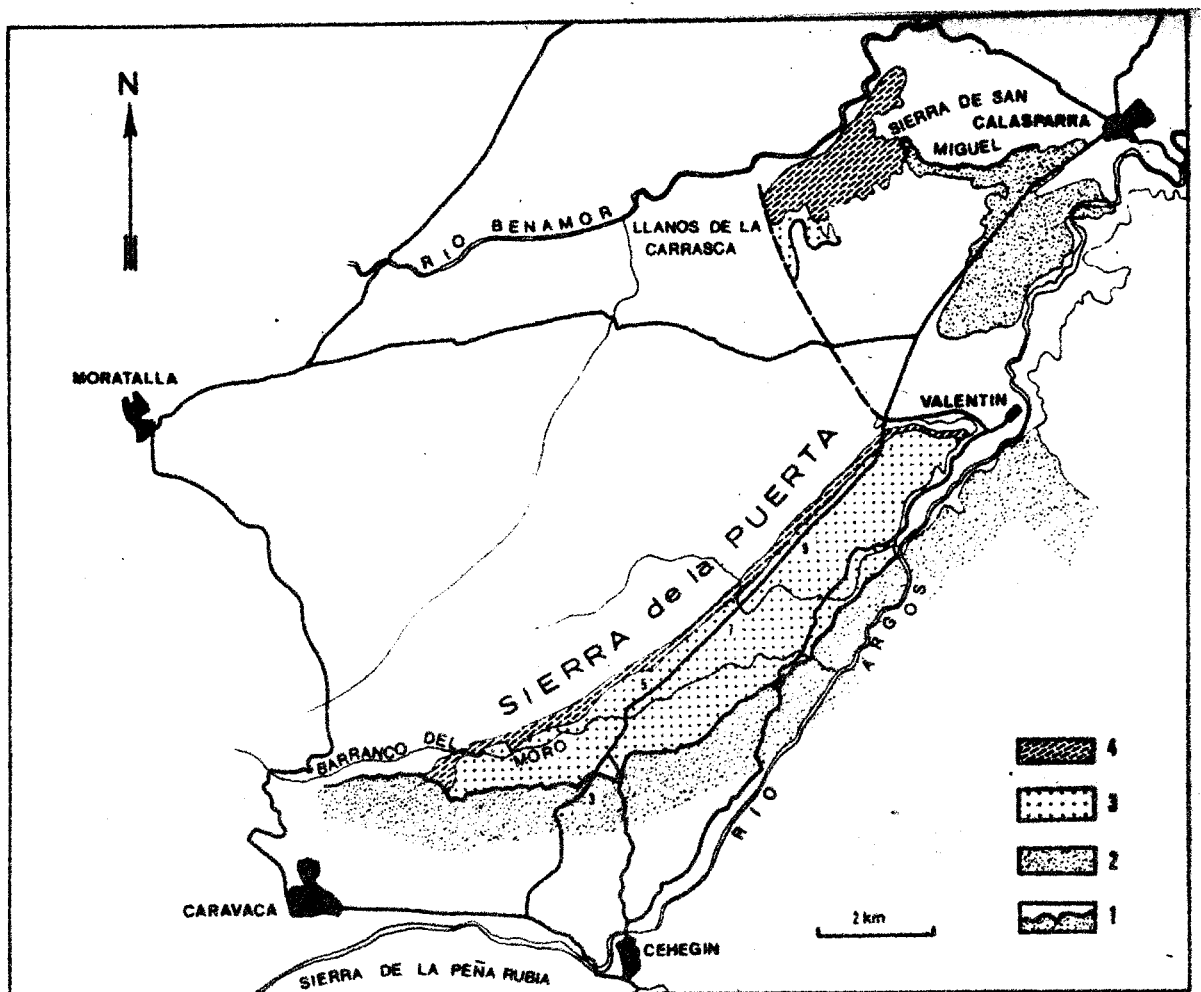


fig.63 Les affleurements principaux de la série intermédiaire de la Puerta (Crétacé)

1. contact anormal frontal de la nappe subbétique ;
2. Trias subbétique ; 3. Albo-Aptien ; 4. Crétacé supérieur

Les termes crétacés de la série de la Puerta affleurent dans deux régions bien distinctes.

1°) entre le chaînon nummulitique de la Sierra de la Puerta proprement dite et le front de chevauchement du Subbétique ;

2°) beaucoup plus au N, à l'W de Calasparra et au S du Rio Benamor, entre les Llanos de la Carrasca et la Sierra de San Miguel.

Aucun contact anormal majeur ne sépare le Prébétique interne du

domaine prébétique s.s. Au NW de cette unité, s'étend le vaste synclinal de Moratalla, comblé de marnes burdigaliennes. La remontée septentrionale des couches, nous l'avons vu, fait affleurer le Crétacé prébétique, caractérisé par des faciès continentaux au Crétacé inférieur et dolomitiques au Crétacé supérieur.

Nous verrons en détail qu'au contraire, à la bordure méridionale de ce synclinal, le Crétacé de la Puerta est uniformement marin, de l'Albien au Maestrichtien. Les termes anté-albiens ne sont pas connus car ils disparaissent au S sous le Trias Subbétique. Les faciès du Crétacé sont toujours néritiques et très souvent chargés de minéraux détritiques. Par ses caractères mixtes, la série de la Puerta opère la transition entre le Prébétique et le Subbétique.

B. Historique

P. Fallot (1943, 1945, p. 85-90) reconnut la nature prébétique des terrains affleurant immédiatement sous le front de chevauchement du Subbétique, de Moratalla à Calasparra. Il mit en évidence, outre les termes nummulitiques, les composants principaux de la série crétacée, à savoir :

- 1° - des niveaux marne-gréseux de l'Aptien à Orbitolina conoidea-discoidea (A. Gras)
(partie méridionale de la Sierra de la Puerta)
- 2° - des marnes à Turrillites bergeri Brongn. et T. costatus Lk. de l'Albien
(entre les Sierras de la Puerta et de San Miguel)
- 3° - Le Sénonien à Parapachydiscus gollevillensis d'Orb.

P. Fallot rattachait donc la série de la Puerta au Prébétique qu'il opposait, aux temps crétacés, par ses "faciès zoogènes, néritiques ou continentaux, au Subbétique dont les faciès sont pélagiques et bathyaux" (1945, p. 92). P. Fallot, sans qualifier la série de la Puerta de série intermédiaire, la plaçait dans une position paléogéographique intermédiaire entre le Prébétique au N et le Subbétique au S.

C. Le Crétacé de la Sierra de la Puerta

a. LE CRETACE INFERIEUR

Dans la Sierra de la Puerta, le premier terme qui apparaît sous les marnes du Keuper subbétique est daté de l'Albien.

Nous effectuerons deux coupes au S et au N de la Sierra de la Puerta.

1° Coupe de la Casa de Sillen

Le Barranco del Moro qui descend des montagnes situées au N de Caravaca, est franchi par la route de Calasparra au niveau du km 4,5. Il est installé dans des marnes bleues pyriteuses contenant des niveaux indurés plus calcaires. En empruntant vers le NE ce Barranco pendant 500 m environ, on rencontre un ravin adjacent qui se dirige, lui, vers le S, pour rejoindre les reliefs triasiques du Subbétique entre les cotes 607 et 631 au SW de la Canara.

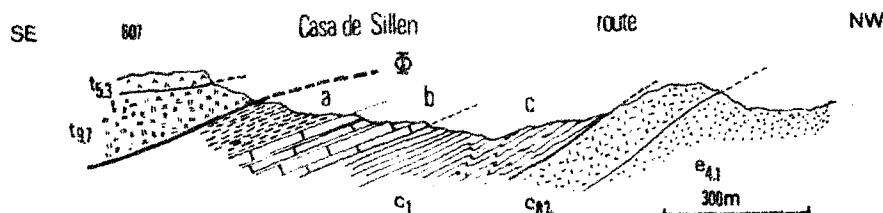


fig.64 Le Crétacé inférieur de la série de la Puerta : coupe de la Casa de Sillen.

Trias subbétique chevauchant : $t_{5.3}$: dolomies du Muschelkalk ; $t_{9.7}$: marnes bigarrées du Keuper ; \otimes : contact anormal de base de la nappe subbétique.

c_1 : Albien : a : calcaires marno-gréseux à Oursins et grès roux ; b : calcaires marno-gréseux à Oursins et Térébratules ; c_1 : marnes sableuses bleues, très pyriteuses ; $c_{2.2}$: Crétacé supérieur ; $e_{4.1}$: Eocène inférieur.

Les couches sont uniformément renversées et l'on peut mettre en évidence, de bas en haut stratigraphiquement :

- a. des marnes sableuses, micacées, ocrees par altération ;
- b. des calcaires marno-gréseux gris-crème à très nombreux Oursins et Orbitolines ; le microfaciès de ces niveaux est très détritique. On reconnaît de très nombreux quartz anguleux, quelques oolites à nucleus important, des débris d'Echinodermes et des Orbitolines finement gréseuses. Au sein de ces calcaires on relève la présence d'un niveau de quelques mètres de grès roux alternant avec des marnes sableuses bleues. Le caractère marneux s'accroît vers le sommet de ce niveau (b) et l'on note la présence d'un niveau de calcaires marneux et de marnes très riches en glauconie ;
- c. des marnes plus ou moins sableuses, bleues, pyriteuses, contenant de nombreux noyaux de limonite ; la base des marnes (c) ont fourni l'association suivante :

Hedbergella washitensis (Carsey)
Globigerina infracretacea Glaess.
G. planispira Tappan
Gavelinella berthelini
G. flandrini
G.sp.
Patellina subcretacea Cush. et Alex
Epistomina colomi Sigal
E. sp.
Valvulamina sp.
Marssonella oxycona (Reuss)
Trochammina sp.
Reophax sp.
Ammobaculites sp.
Ostracodes (fig 64 bis, n° 144-145)

Cette association caractérise l'Albien.

La partie sommitale des marnes (c) montre une association de microfossiles très semblable avec :

Hedbergella washitensis (Carsey)
Globigerina planispira Tappan
G. infracretacea Glaess
Gavelinella cf. berthelini
G. cf. flandrini
Patellina subcretacea Cush. et Alex
Biticinella bentonensis (Morrow)

figure 64 bis



Epistomina colomi
E. sp.
Lenticulina sp.
Ammobaculites sp.
Trochammina sp.
Arenobulimina sp.
Radiolaires
Ostracodes (fig.64bis, n° 146-147-148)

La présence de Biticinella bentonensis dans ce niveau suggère la partie moyenne de l'Albien.

Nous étudierons en détail les formations qui encadrent cet Albien moyen dans la coupe del Horno, quelques kilomètres au N. Les calcaires marneux à Orbitolines (b) passent sur cette distance à des calcaires de faciès urgonien qui déterminent dans le paysage deux arêtes que l'on peut nettement suivre dans la morphologie.

2) Coupe del Horno

Au niveau du km 9 de la route Caravaca-Calasparra, un ravin débute près du four (Horno) de la Casa de los Peones et se dirige vers l'E pour se terminer au km 9 de la route de Cehegin à Valentin. La série est toujours renversée et formée de bas en haut par :

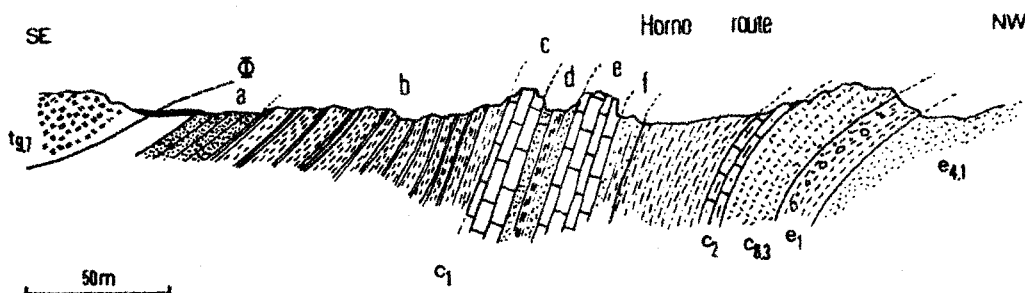


Fig. 65 Le Crétacé inférieur de la série de la Puerta : coupe del Horno

c_1 : Albien ; c_2 : Cénomanién ; $c_{3,4}$: Crétacé supérieur
($t_{9.7}$: Keuper subbétique ; e_1 : Paléocène ; $e_{4.1}$ Eocène inférieur).

. des marnes gréseuses (b) qui viennent stratigraphiquement sur des grès azoïques (a). Elles ont régulièrement fourni :

Hedbergella washitensis (Carsey)

Globigerina infracretacea Glaess.
G.cf. planispira Tappan
Gavelinella cf. intermedia (Berthelin)
G. sp.
Patellina subcretacea Cush. et Alex
Conorboides sp.
Lenticulina sp.
Ammobaculites sp.
Ostracodes (fig. 64 bis, n° 226-227-228)

Les niveaux de base de cette coupe appartiennent donc à l'Albien étant donné la présence de Hedbergella washitensis dès les premiers niveaux de marnes (b). Seuls les grès azoïques (a) pourraient éventuellement être rattachés à l'Aptien.

. Par augmentation de la teneur en carbonate, on passe progressivement des marnes gréseuses (b) aux calcaires compacts à Orbitolines (c). Ces couches de passage, sous forme de calcaires marno-gréseux micacés ont fourni, outre les Orbitolines

Coskilonina sp.
Hedbergella washitensis (Carsey)
Globigerina sp.
Gavelinella flandrini
G. sp.
Patellina subcretacea Cush. et Alex
Lenticulina sp.
Ostracodes (fig. 64 bis, n° 229)

. des marnes sableuses (d) alternant avec des grès en plaquettes. Elles ont fourni :

Hedbergella washitensis (Carsey)
Globigerina planispira Tappan
G. infracretacea Glaess.
Gavelinella benthelini
G. cf. flandrini
G. sp.
Patellina subcretacea Cush. et Alex
Marssonella oxycona (Reuss)
Spiroplectinata sp. (fréquents)
Miliolites
Ostracodes (fig. 64 bis, n° 231-233-136-135)

Cette association caractérise l'Albien.

Une vingtaine de mètres de calcaires à Orbitolines (e), à Oursins et Térébratules. Le microfaciès est typique : parmi de très nombreuses oolites bien développées, on trouve des débris d'Echinodermes, de Lamellibranches de Gastéropodes et des Orbitolines (Orbitolina conoidea-discoidea A. Gras) dont quelques-unes sont finement gréseuses ;

. des marnes et des calcaires gréseux (f) à Térébratules et débris d'Ammonites.
Les marnes ont livré l'association suivante :

Hedbergella washitensis (Carsey)
Globigerina planispira Tappan
G. infracretacea Glaess.
Biticinella bentonensis (Morrow)
Patellina subcretacea Cush. et Alex
Gavelinella cf. flandrini
Margulinella sp.
Arenobulimina sp. (fréquents)
Tritaxia tricarinata Reuss
T. pyramidata Reuss
Ostracodes (très fréquents) (fig. 64bis n° 219)

L'association d'Hedbergella washitensis et de Biticinella bentonensis (essentiellement connue dans l'Albien moyen et le Vraconien bas) place les marnes (f) dans l'Albien moyen.

. une série de marnes et de marno-calcaires sableux (g) qui se développent dans la dépression parcourue par la route Caravaca-Calasparra, passent progressivement à une alternance de calcaires marno-gréseux et de marnes, base de la série du Crétacé supérieur. Cette série a été examinée précédemment dans la coupe de la Casa de Sillen.

Sur la présente coupe, les affleurements correspondant au sommet des marnes (g) et situés au NW de la route ont fourni :

Hedbergella washitensis (Carsey)
Thalmaninella ticinensis (Gand.)
Biticinella bentonensis (Morrow)
Globigerina planispira Tappan
G. cf. infracretacea Glaess.
G. sp.
Gavelinella cf. flandrini
Lenticulina sp.
Dentalina sp.
Ostracodes
Radiolaires.

Thalmaninella ticinensis est connue dans l'Albien supérieur et le Cénomanién basal. Son association avec les autres formes citées placerait donc le sommet des marnes (g) dans l'Albien supérieur.

Conclusions :

De l'étude micropaléontologique du Crétacé inférieur de la série de la Sierra de la Puerta, il apparaît que seul l'Albien à Hedbergella washitensis est représenté. Différents niveaux de l'Albien ont été déterminés et il semble qu'il y ait eu continuité de sédimentation durant cet étage.

L'abondance des échantillons récoltés dans ces niveaux de l'Albien a permis de réaliser un inventaire des Ostracodes dont la liste a été établie sur le tableau de la figure

b. LE CRETACE SUPERIEUR

En série continue, le Crétacé supérieur fait suite au Crétacé inférieur. Les affleurements sont localisés, nous l'avons vu, au NW de la route de Calasparra.

On peut réaliser de bonnes coupes du Crétacé supérieur, en de nombreux points. Nous n'en décrivons qu'une seule, car elle est excellente, du Cénomanién inférieur au "Danien".

SE

K 7,4 Rte de Calasparra

NW

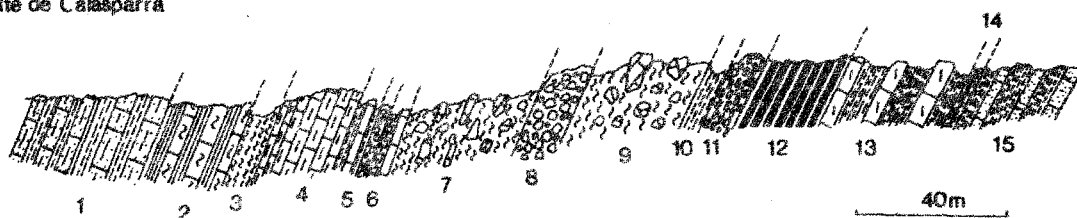


fig. 66 Coupe du Crétacé supérieur de la série de la Puerta : Barranco de la Puerta
Description dans le texte.

En quittant la route de Calasparra 500 m au N de la borne 7, au niveau d'un pont, on emprunte un petit ravin qui se dirige vers le NW (et non celui en direction du N). La rive gauche de cette entaille nous a permis de définir les horizons suivants, de bas en haut :

1. 20 m de marnes grises, parfois jaunâtres, alternant avec des marno-calcaires gris gréseux. Ce niveau fait suite aux marnes et marno-calcaires sableux de l'Albien. Il s'agit vraisemblablement encore d'Albien supérieur à Hedbergella washitensis, Thalmaninella ticinensis et Biticinella bentonensis.
2. 15 m d'une alternance de marnes jaunâtres et de marno-calcaires gris-jaune ; Cette série tend vers le Cénomanién avec :

Hedbergella washitensis (Carsey)
Thalmaninella ticinensis (Gand.)
Rotalipora gr. apenninica (Benz)
Planomalina buxtorfi (Gand)
Lenticulina sp.

Cette association peut être attribuée au Vraconien-Cénomanien bas.

3. 3 m de marnes et marno-calcaires gris-bleu à Ammonites déroulées ;

4. 15 m de marnes et marno-calcaires gris, jaunes par altération ;

. Les niveaux (3 et 4), nettement moins gréseux que le précédent, sont caractérisés par une microfaune du Cénomanien avec

Hedbergella washitensis (Carsey)

Rotalipora apenninica (Renz.)

R. globotruncanoides Sigal

Tritaxia tricarinata Reuss

T. pyramidata Reuss

fréquentes Globigerines

Radiolaires parfois abondants.

Seul le niveau (3), plus argileux, nous a fourni de la macrofaune ; il s'agit de :

Mortoniceras s ., Turrilites sp., T. (Mariella) cf. bergeri Brgnt, Stiliczka sp., Puzosia sp. (*) caractérisant le Vraconien.

5. quelques mètres de calcaires compacts blanc-jaunâtre et de marnes blanches suivi d'un banc de conglomérat monogénique intraformationnel ;

6. 1 m de calcaires compacts et de marnes blanches ;

Le niveau (5) nous a, en effet, fourni d'une part une abondante microfaune du Cénomanien inférieur, quelques Globotruncana stephani (apparaissant dans la partie moyenne et supérieure du Cénomanien et d'autre part :

Globotruncana cf. helvetica Bolli

Rotalipora globotruncanoides Sigal

Thalmaninella cf. brotzeni Sigal

Radiolaires.

Cette association indique le Turonien inférieur et moyen.

7. 20 m de marnes blanchâtres à jaunâtres contenant d'énormes blocs de calcaires compacts ;

8. 5 m de conglomérats calcaires, monogéniques, intraformationnels ;

9. 20 m de marnes conglomératiques blanches, très semblables au niveau (7), contenant des blocs de calcaires blancs compacts à Rosalines ;

La formation marneuse conglomératique (7) montre des éléments d'âge Cenomanien inférieur, à abondante microfaune, emballés dans des marnes blanches à

Globotruncana helvetica Bolli

G1. schneegansi Sigal

G1. stephani Gand.

G1. cf. sigali Reichel

(*) déterminations de M.J. Sornay.

Gl. gr. lapparenti Brotzen

Gumbelines et Globigerines indiquant le Turonien moyen et supérieur.

10. 1 m de marnes blanches ;

11. 5 m de conglomérats monogéniques bien consolidés formés de petits galets ;
les marnes (10) ont fourni :

Globotruncana sigali Reichel

Gl. lapparenti lapparenti Brotzen

Gl. lapparenti coronata Bolli

Gl. fornicata Plummer

Gumbelines et prismes d'Inocérames,

association probablement du Coniacien. Cet étage, s'il existe, est faiblement représenté car les marnes colorées (12) représentent dans leur totalité le Santonien.

12. 10 m de "couches rouges". Ce niveau est caractéristique par sa teinte. On le retrouve dans tout le domaine subbétique. Il fournit la microfaune suivante :

Sigalia deflaensis (Sigal)

Globotruncana concavata Brotzen

Gl. sigali Reichel

Gl. lapparenti lapparenti Brotzen

Gl. lapparenti coronata Bolli

Gl. lapparenti angusticarinata Gand.

Gumbelines etc...

13. 20 à 25 m de marnes grises alternant avec des calcaires marneux gris, à prismes d'Inocérames, se délitant en plaquettes sonores ;

Le niveau (13), directement superposé au Santonien, appartient, au moins, au Campanien élevé. Nous n'avons pas mis en évidence de

On observe, en effet, dans la partie inférieure de la formation, l'association suivante :

Globotruncana elevata Brotzen

Gl. stuartiformis Dalbiez

Gl. cf. stuarti de Lapp.

Gl. fornicata Plummer

Gl. cf. arca (Cushman)

Gl. cf. calciformis (de Lapp.)

Gl. sp.

Bolivina incrassata Reuss

Bolivinoïdes decorata (Jones)

B. gr. draco (Marss.)

Stensioina sp.

Reussella szajnochae Gryzb.

Ventilabrella a. eri Cush.

"Gumbelina" excolata Cush.

"G." plummerae Loetterle

Prismes d'Inocérames

indiquant un Campanien élevé.

La partie supérieure du niveau (13) a fourni, en plus, des formes citées précédemment Globotruncana aff. contusa la plaçant dans le Campanien très supérieur-Maestrichtien basal.

14. 40 cm de marnes indurées très ferrugineuses, présentant quelques galets arrondis et des petits phénomènes de "slumping".

15. 25 m de calcaires gréseux micacés, à délit en plaquettes, alternant avec des marnes grises ou vertes ;

Le niveau (15) qui termine cette série du Crétacé supérieur montre outre les débris abondants d'Inocérames :

Globotruncana contusa (Cushman)

Gl. stuartiformis Dalbierz

Gl. stuarti de Lapp.

Gl. fornicata Plummer

Gl. havanensis voorwijk

Bolivina incrassata Reuss

Bolivinoidea draco (Marss.)

"Gumbelina" plummerae Loetterle

Ventilabrella eggeri Cushman.

Stensioina sp.

microfaune indiquant le Maestrichtien.

La partie supérieure de ce niveau (15) montre par contre une belle association du Maestrichtien supérieur avec :

Globotruncana mayaroensis Bolli

Gl. cf. mayaroensis Bolli

Gl. contusa (Cushman)

Gl. stuarti de Lapp.

Gl. stuartiformis Dalbierz

Bolivina incrassata Reuss

Bolivinoidea draco (Marss.)

"Gumbelina" excolata Cushman.

"G." plummerae Loetterle

Stensioina sp. etc...

Dans la majeure partie de la Sierra de la Puerta, la série du Crétacé supérieur s'arrête à ce niveau du Maestrichtien supérieur. Néanmoins dans la coupe que nous venons d'étudier, un échantillon prélevé à l'extrême sommet du niveau (15) dans des marnes rosées, a fourni une association à affinités "daniennes". Il s'agit de :

Globigerina triloculinoides Plummer

G. cf. daubiergensis

Globorotalia cf. compressa (Plummer)

Gl. pseudobulloides Plummer.

D. Crétacé du Prébétique interne à l'W de Calasparra (entre les Llanos de la Carrasca et la Sierra de San Miguel)

Au niveau de l'embranchement des routes de Valentin et de Calasparra (km 11), le chaînon nummulitique de la Sierra de la Puerta s'interrompt brusquement. Il faut se porter 5 km au N pour retrouver les termes crétacés de la série de la Puerta, au S du Rio Benamor.

Entre les Llanos de la Carrasca et la Sierra de San Miguel (fig. 63) affleurent les différents termes du Crétacé supérieur de l'unité de la Puerta, elle-même en position chevauchante sur les marnes burdigaliennes du Prébétique.

Il semble que l'on soit en présence d'une écaille, désolidarisée de la Sierra de la Puerta par une avancée différentielle de la nappe subbétique. Celle-ci a, en effet, débordé sur le domaine prébétique au S et à l'W de Calasparra, à la faveur d'un abaissement d'axe des anticlinaux prébétiques qui limitent, au N, l'avancée extrême de la nappe. Nous examinerons ce dispositif plus en détail dans le chapitre relatif à la tectonique du front de la nappe subbétique.

Les termes crétacés que l'on rencontre dans cette zone, diffèrent un peu de ceux définis précédemment par une augmentation de la puissance des niveaux marneux de base du Crétacé supérieur. On peut mettre en évidence de bas en haut (fig. 126) :

C₁. des marnes vertes sableuses et des grès roux micacés : Albien ;

C₂. des calcaires marno-gréseux gris blancs et des marnes grises suivis d'un ensemble puissant de marnes et de marno-calcaires gris à Ammonites déroulées du Cénomanién inférieur ;

C_{4.3}^a quelques mètres de calcaires marneux blancs et marnes à Globotruncana ;

C_{4.3}^b 15 à 20 m de conglomérats calcaires, monogéniques intraformationnels dont les éléments sont de plus en plus gros vers la base ;

C_{6.5} un ensemble de "couches rouges" santonniennes, auxquelles font suite vers le haut des marnes vertes à galets et des calcaires du Paléocène.

Cette série est très comparable à celle que nous avons définie dans la Sierra de la Puerta.

E. Conclusions.

La série du Crétacé du Prébétique interne est donc uniformément marine dès l'Albien, premier terme visible actuellement. La sédimentation, continue de l'Albien jusqu'au "Danien", est néritique et pratiquement toujours détritique. Seules les "couches rouges" sénoniennes sont pélagiques. Etant donné la proximité du continent de la Meseta, il semble que le Sénonien corresponde à une période de non-érosion.

Dès l'Albien, malgré l'abondance des venues argileuses et quartzes, des faciès récifaux oolitiques de type urgonien devaient franger le rivage à partir duquel se développait vers le N une zone continentale, à climat désertique où se sédimentaient des séries gresseuses (faciès de type "Utrillas").

Les apports détritiques en provenance de la Meseta ont vraisemblablement emprunté des chenaux deltaïques avant d'être disséminés dans la zone marine frangeant le continent. Cette dissémination a pu s'opérer grâce aux courants marins côtiers.

A la base du Crétacé supérieur, des phénomènes de resédimentation, liés à des oscillations rapides du fond marin, sont à l'origine des olis-tholites et des conglomérats intraformationnels du Turonien.

Malgré l'absence de détritiques dans le Sénonien, la sédimentation devait être très littorale. En témoignent les nombreuses imprégnations ferrugineuses des "couches rouges" et le remaniement sur place de galets de calcaires marneux rouges.

Le Maestrichtien, par contre, est nettement détritique et relativement épais.

Le passage des séries détritiques marines de la série intermédiaire de la Puerta aux séries continentales et lagunaires du Prébétique s.s., au N, s'effectue en quelques kilomètres. Il faut donc envisager qu'il y avait

une brusque flexure du continent prébétique vers le S, flexure annonçant le vaste bassin externe du Subbétique à cette époque.

4° LE CRETACE SUBBETIQUE

A. LE CRETACE DE L'UNITE DE LOS RAMELES

1. INTRODUCTION

La série crétacée de l'unité de los Rameles est essentiellement formée de marnes albiennes et de marnes et marno-calcaires du Crétacé supérieur.

Dans la zone du Pantano de Qúpar, ce sont des marnes albiennes qui reposent directement sur le Trias de base du Subbétique. Les affleurements très réduits de Jurassique (massif de los Cambrones) prouvent l'existence d'une surface de décollement importante entre le Jurassique et le Crétacé. Le peu de Jurassique qui affleure montre des faciès calcaires alors que le Crétacé est uniformément marneux.

2. LE CRETACE INFÉRIEUR

On rencontre très peu d'affleurements néocomiens dans l'unité de los Rameles. Il semble que le décollement de la couverture marneuse crétacée et éocène se soit placé immédiatement sous les marnes albiennes.

Seules quelques dizaines de mètres de marnes très broyées, directement superposées au petit affleurement jurassique situé au N de los Cambrones

(x = 2°00'20 - 2° 01' et y = 38°08'50 - 09'50) se rattachent au Néocomien par Neocomites neocomiensis d'Orb.

L'Albien est, par contre, bien défini tant par la faune que par la microfaune.

Dans la zone de la Fuente Farin (fig. 67), des marnes légèrement gréseuses avec des bancs de grès micacés ont livré une très abondante faune d'Ammonites pyriteuses.



fig. 67 Le Crétacé inférieur de l'unité de los Rameles (SW de la Mine del Gilico)

t_{5.3} : calcaires compacts noirs du Muschelkalk ; t_{9.7} : marnes bigarrées à gypse du Keuper ; D : dolérite
L : dolomies grises liasiques ; J : calcaires jurassiques (essentiellement Kiméridgien-Tithonique)
n : marnes et marno-calcaires gris-vert, très tectonisés, à débris d'Ammonites pyriteuses et Neocomites neocomiensis : Néocomien ; C₁ : marnes vertes de l'Albien.

Nous avons mis en évidence deux gisements extraordinairement riches :

1. l'un au S du Cortijo de la Fuente Farin en x = 2°00' et y = 38° 09' 40 (fig. 67), découvert par P. Fallot (1945, p. 166) fournissant :

Tetragonites timotheanum Pict.

Jaubertella jauberti d'Orb.

Latidorsella latidorsata Mich.

Puzosia mayoriana d'Orb.

2. l'autre au SE du massif de los Cambrones en x = 2°00'40 et y = 38°08'10 . Dans ce dernier gisement, nous avons déterminé la présence de :

Tetragonites timotheanum Pict.

Latidorsella latidorsata Mich.

Le Cénomanién fait suite très régulièrement aux marnes gris-bleu albiennes.

3. Le Crétacé supérieur de l'unité de Los Rameles

Nous avons vu précédemment que l'une des principales caractéristiques de l'unité de los Rameles était d'être essentiellement formée de marnes crétacées décollées, en repos direct sur le Trias basal. La série du Crétacé supérieur a subi très directement l'influence d'un tel décollement ; les étirements sont très fréquents et il est rare de trouver une coupe continue qui montre les différents étages du Crétacé supérieur les uns à la suite des autres.

Nous décrivons deux coupes qui se complètent l'une l'autre (fig. 68) :

1. la coupe de la route du Pantano de Quipar au km 4,200
2. la coupe du massif de los Rameles à l'E de la route Calasparra-Mula (km8)

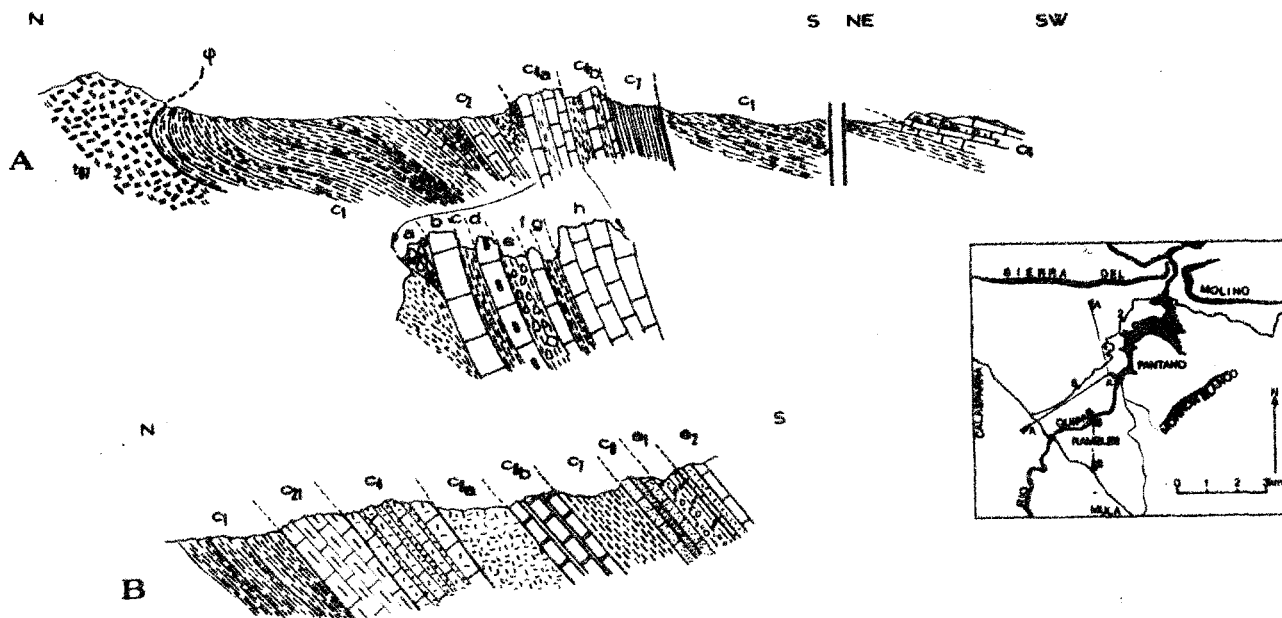


fig. 68 Coupes de la zone crétacée et éocène du Pantano de Quipar

Globotruncana sigali Reichel
Globotr. coronata Bolli
Globotr. linnei d'Orb.
Globotr. gr. renzi Thalm. et Cand.
Globotr. gr. coronata Bolli
Globotr. cf. schneegansi Sigal
Globigerines

indiquant le Sénonien inférieur, peut-être le Coniacien.

Le niveau calcaire terminant le Sénonien inférieur (C⁴, niveau h) a un cachet sénonien s.l avec :

Globotruncana gr. arca-convexa
Globotr. gr. coronata Bolli

c₆ : quelques mètres de marnes et de calcaires marneux blancs vraisemblablement rattachables au Sénonien (?).

c₇ : un ensemble puissant de marnes blanches et de calcaires marneux blancs ayant livré une riche microfaune du Maestrichtien :

Globotruncana contusa Cushman
Globotr. fornicata Plummer
Globotr. falsostuarti Sigal
Globotr. lamellosa Sigal
Globotr. stuarti (J. de Lap.)
Globotr. stuartiformis Dalbiez
Gublerina glaessneri Brönn et Brown
Planoglobulina acervulinoides (Egger)
Globigerines

Entre le Maestrichtien et le Coniacien manquent le Santonien et le Campanien. Ces étages existent ailleurs, dans l'unité de los Rameles et l'on peut attribuer à un étirement tectonique sa disparition sur cette coupe.

Il faut se reporter beaucoup plus au S, toujours au niveau de la route du Pantano de Quipar pour retrouver le Crétacé supérieur. Ce sont des calcaires marneux blancs (c₄) contenant des niveaux conglomératiques. Ces niveaux appartiennent au Sénonien inférieur (Coniacien supérieur probable) avec:

Globotruncana linnei-bulloides (Vogler)

Globotr. lapparenti Brotz.

Globotr. cf. angusticarinata Gand.

Globotr. cf. schneegansi Sigal

Globotr. gr. lapparenti Brotz.

Globotr. gr. sigali Reichel

Globotr. gr. angusticarinata Gand.

formes de passage de Globotr. schneegansi à concovata Brotz.

b. Coupe du massif de los Rameles

Le Crétacé supérieur qui affleure au S de la coupe précédente, se prolonge vers l'E. Au S du Rio Quipar, il s'enrichit des termes éocènes qui, plus durs car calcaires et gréseux, forment, d'W en E, la crête de los Rameles.

Au pied nord de los Rameles (cote 395), on relève les horizons suivants, du N (au niveau du Rio Quipar) au S (fig. 68 B) :

c₁ : des marnes gris-vert de l'Albien ;

c_{2.1} : des calcaires marneux et des marnes grises à débris d'Ammonites et à

Rotalipora appenninica (Renz)

Planomalina buxtoni (Gandolfi)

indiquant le Vraconien.

c₄ : des calcaires marneux blancs et des marnes qui ne sont pas définis ici mais micropaléontologiquement mais qui doivent vraisemblablement représenter le Sénonien.

c_{6a} : des marnes rouges qui révèlent une riche microfaune benthonique et

Globotruncana linnei d'Orb.

Globotr. fornicata Plummer

Globotr. stuartiformis Dalbiez

Globotr. arca Cush.

Globotr. flexuosa v. d. Sluis

Globotr. elevata (Brotzen)

formes de passage Gl. de fornicata Plummer à Gl. contusa Cushm.

Globotr. marginata (Reuss)

indiquant le Campanien moyen à supérieur.

c_{6b} : des calcaires marneux et des marnes blanches beaucoup plus représentatifs du Campanien. Les marnes contiennent la même microfaune que les couches rouges (c_{6a}) ; néanmoins, les formes coniques (du type Globotruncana contusa

Cushman) sont plus nettes. On observe en outre :

Globotruncana arca (Cush.)

Le niveau (C₆b) est donc du Campanien supérieur -très proche de la zone à Globotr. calcarata-.

c₇ : un second niveau de "couches rouges". Son faciès est très semblable au premier, campanien. Il révèle cependant la microfaune suivante :

Globotruncana arca (Cush.).

Globotr. contusa Cush.

Globotr. stuarti (J. de Lap.)

Globotr. falsostuarti Sigal

Globotr. lugeoni Tilev

Globotr. lamellosa Sigal

Globotr. mayaroensis Bolli

Gumbelina plummerae Loehrerle

Pseudotextularia varians Hzechak

Rugoglobigérines

indiquant le Maestrichtien supérieur.

C₈. des calcaires gréseux et des sables argileux à nodules d'oxyde de fer du Danien (?).

A la base de la série tertiaire (el), on observe parfois un filet de marnes vertes ou roses dont la microfaune peu caractéristique semble être néanmoins "danienné".

4. Conclusions à l'étude du Crétacé supérieur de l'unité de los Rameles

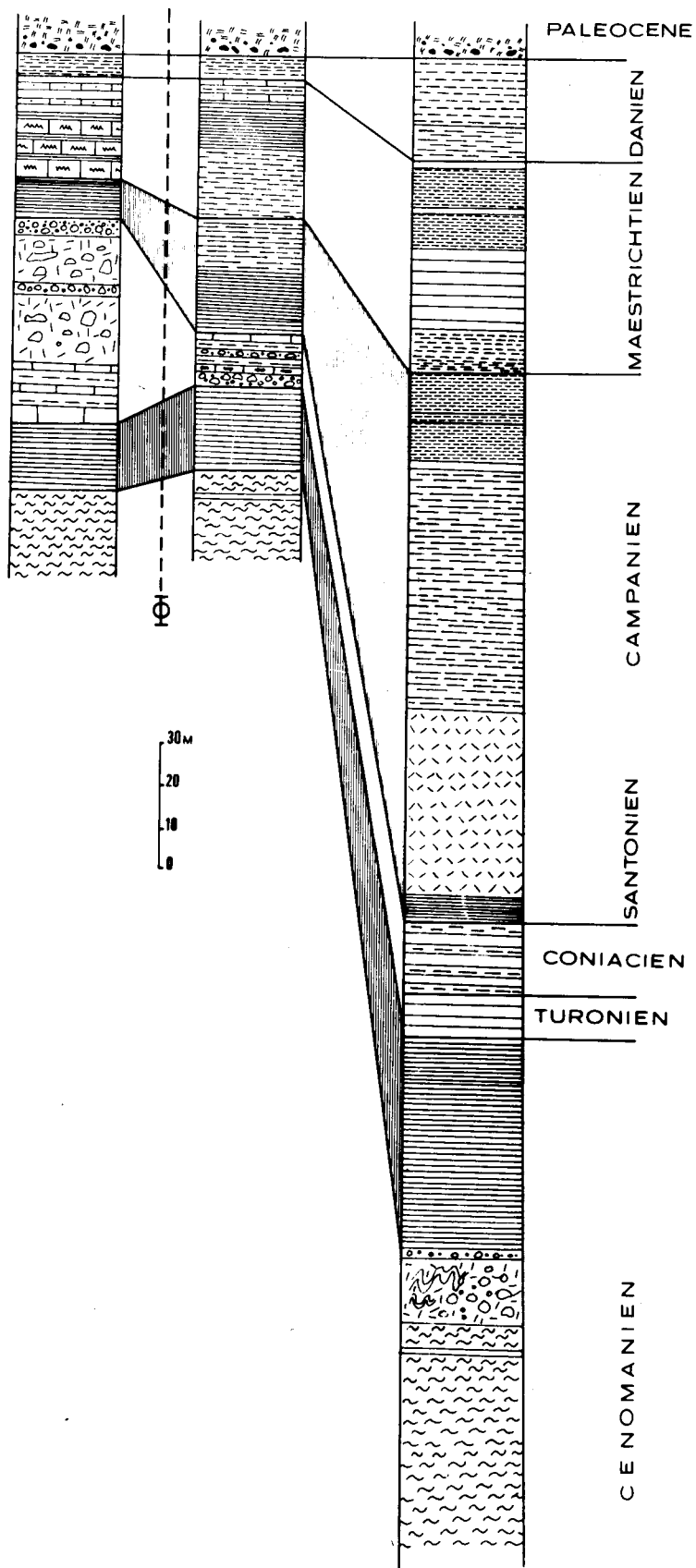
a. Résumé de la succession lithologique

De bas en haut, la série du Crétacé supérieur est synthétiquement formée :

1. de marnes et de marno-calcaires gris-bleu du Cénomanién (25 m) ;
2. d'une série peu épaisse (10 à 15 m) de calcaires, de marnes blanches, de calcaires à silex et de conglomérats calcaires du Sénonien inférieur. Le Santonien n'a pas été décelé ;

fig. 69 Colonne stratigraphiques du Crétacé supérieur du Prébétique interne (série de la Puerta) des unités de los Rameles et de la Loma de Solana (Subbétique).

Φ : contact anormal séparant le Prébétique du Subbétique.



3. d'un premier niveau de marnes rouges (15m) du Campanien moyen et supérieur;
4. de calcaires et des marnes blanches du Campanien supérieur ;
5. d'un second niveau de marnes rouges du Maestrichtien ;
6. de quelques mètres de calcaires-gréseux et de sables du Maestrichtien - "Danien" (?) ;
7. de quelques mètres de marnes vertes du "Danien".

b. Conclusions

L'absence du Santonien dans l'unité de los Rameles est fort vraisemblablement imputable à une lacune d'observation, liée ou non aux étirements très nombreux qui affectent l'unité.

Mis à part cette absence, la série du Crétacé supérieur de l'unité de los Rameles est remarquablement complète du Cénomaniens au Paléocène. Cette continuité caractérise le Subbétique externe qui est, plus au S, le siège d'une sédimentation marneuse pélagique très puissante (voir le Crétacé supérieur de l'unité de la Loma de Solana) . Le Crétacé supérieur de l'unité de los Rameles est peu épais et présente les liens avec celui de la série intermédiaire de la Puerta qui se situe plus au N. Le Sénonien inférieur, avec ses faciès conglomératiques et les niveaux terminaux du Crétacé supérieur attestent la liaison entre les domaines des unités de los Rameles et de la Puerta.

Au niveau du Crétacé supérieur, il existe donc un lien certain entre le Subbétique charrié le plus septentrional (unité de los Rameles) et la partie interne de l'Autochtone (série de la Puerta).

Si l'on compare (fig. 69) les séries du Crétacé supérieur de la Sierra de la Puerta, et des unités de los Rameles et de la Loma de Solana qui s'étendent du N vers le S, on constate que les liens existant entre les deux premières sont beaucoup plus grands que ceux que l'on peut réaliser entre les deux unités subbétiques. Nous ferons les mêmes constatations au niveau de l'Eocène.

B. LE CRÉTACE DE L'UNITÉ DE LA LOMA DE SOLANA

1. Introduction

Le Crétacé de l'unité de la Loma de Solana est remarquable par sa parfaite continuité verticale et sa richesse macro-et micro-paléontologique. Tous les niveaux du Crétacé ont été reconnus, du Berriasien au "Danien!"

Nous aborderons l'étude du Crétacé de l'unité de la Loma de Solana en y effectuant différentes coupes à partir des reliefs jurassiques qui soulignent les bords du synclinal.

2. Historique

Au cours de l'étude du Jurassique supérieur, P. Fallot (1931) reconnut les niveaux de base du Crétacé sur le flanc sud de la Sierra de la Peña Rubia et dans la zone du Barranco Grande. Il fallut attendre 1957 et 1958 pour que R. Busnardo, M. Durand Delga, P. Fallot et J. Sigal étudient le Crétacé supérieur du synclinal de la Loma de Solana. Ces auteurs y reconnurent, en grande partie, les niveaux du Crétacé supérieur grâce à une abondante microfaune. M. Durand-Delga et J. Magné (1958) montrèrent, par la suite, le passage continu du Crétacé supérieur à l'Eocène inférieur dans la partie nord occidentale de l'unité. A notre tour, nous avons pu, en 1961, préciser l'existence des niveaux du Crétacé inférieur et moyen à l'aide de la macrofaune. L'ébauche stratigraphique du Crétacé de l'unité de la Loma de Solana était donc réalisée.

3. Crétacé du bord nord de la Sierra de la Peña Rubia

Le nord des reliefs jurassiques calcaires, dominant le Rio Argos, est limité par un accident vertical qui met au contact des marno-calcaires crétacés et des calcaires jurassiques.

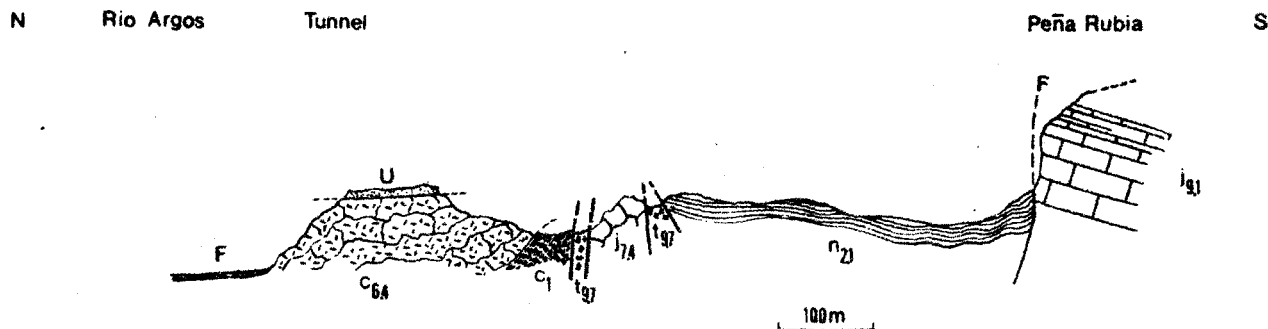


fig. 70 Coupe du flanc nord de la Sierra de la Peña Rubia, au niveau du tunnel de la voie ferrée Murcie-Caravaca.

$t_{9.7}$: marnes bigarrées du Keuper ; $j_{7.4}$: calcaires compacts du Jurassique supérieur ; $j_{9.1}$: série calcaire du Jurassique moyen et supérieur ; $n_{2.1}$: marnes et marno-calcaires gris-vert du Berriasien-Valanginien ; c_1 : marnes vertes albiennes ; c_{64} : marnes et marno-calcaires blancs du Crétacé supérieur. F : alluvions du Río Argos, U : travertin.

Une coupe effectuée à partir du tunnel de la voie ferrée Murcie-Caravaca, à l'W de Cehegin, définit la disposition tectonique de cet ensemble.

De façon assez complexe (nous éluciderons ce point plus loin), les lames de Trias ($t_{9.7}$) jalonnent un accident chevauchant qui sépare l'unité de la Loma de Solana au S, et les terrains crétacés situés plus au N.

Les marnes ($n_{2.1}$) ont livré des restes d'Ammonites et

Holcophylloceras calypso d'Orb. et

Lytoceras sp. du Néocomien

Le sommet de la série jurassique de la Peña Rubia est formé de calcaires noduleux rouges ou de microbrèches du Tithonique supérieur.

A ces niveaux calcaires, font suite 1 à 2 m de marnes violacées, très riches en fer, et contenant de nombreux fossiles berriasien :

Berriasella gr. consanguinoides Maz

B. cf. euxina Retowski

B. cf. pontica Retowski

Phylloceras (Callyphylloceras) gr. silesiacum Op.

Lytoceras sp.

Le passage du Tithonique supérieur au Berriasien, nous l'avons vu lors de l'étude du Jurassique supérieur de l'unité de la Loma de Solana, s'effectue au niveau du changement de faciès calcaires-marnes. Le toit des calcaires est d'ailleurs toujours marqué par un "hard-ground" bien développé.

4. Crétacé du Barranco Grande

Le Barranco Grande ou Cañada lengua ou encore Barranco de Cehegin selon P. Fallot se situe entre les Sierras de la Peña Rubia et de Quipar.

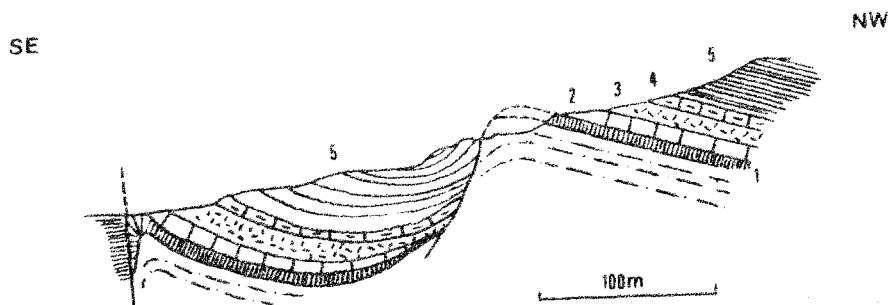


fig. 71 Coupe du Barranco Grande (S de la Sierra de la Peña Rubia) selon P. Fallot (1944). Explication dans le texte.

a. Coupe du ravin lui-même

P. Fallot (1943) décrit dans ce ravin les couches de base du Crétacé. De haut en bas, cet auteur a observé (fig. 71)

1. les calcaires rouges du Tithonique de type "andalou" ;
2. 1,5 m de calcaires jaunâtres contenant des Echinodermes et des marno-

calcaires violacés avec des Echinides de la faune de Stramberg et :

Tithonia convexa Cott.
T. berriasiensis De Cor.
Pachyclypeus convexus Cott.
Spiticeras sp.
du lithonique supérieur.

3. 3 m de marno-calcaires en lits réguliers;

4. 2 m de marno-calcaires gréseux passant vers le haut à des marno-calcaires réguliers. Ces deux derniers niveaux ont fourni (✱) :

Dalmasiceras dalmasi Pict
Berriasella boissieri Pict
Kilianella roubaudiana d'Orb.
Thurmannia salientina Sayn.
Neocomites occitanicus Pict.
N. neocomiensis d'Orb.
N. neocomiensis var. subtenuis Sayn.
Lissoceras grasi d'Orb.

représentant le Berriasien et le passage au Valanginien ;

5. 50 à 60 m de marno-calcaires gris, en bancs réguliers, ayant fourni des Ammonites en mauvais état mais permettant néanmoins de définir le Valanginien et l'Hauterivien.

b. Coupe de la Casa Morena

Nous effectuerons une coupe au niveau de la Casa Morena à une centaine de mètres au N du Barranco Grande (fig. 72). La série jurassique de l'extrémité sud de la Sierra de la Peña Rubia est intensément "plissotée" et cisaillée.

A la faveur d'un petit synclinal ayant gardé en son coeur les premières couches marneuses du Crétacé, nous avons pu relever certaines particularités nouvelles. On observe successivement :

j9 : les calcaires noduleux de faciès "ammonitico-rosso" du Tithonique supérieur;

n₁ : un niveau peu épais (1m) de marnes jaunâtres contenant des blocs (jusqu'à 1 m3) et des galets de calcaires jurassiques ;

n₂ : directement sur ces marnes à blocs viennent des marnes, colorées à la base, ayant fourni :

Berriasella aff. lorioli Zitt
B. gr. picteti Jacob
B. privacensis Pictet

(✱) toutes les Ammonites du Crétacé inférieur de l'unité de la Loma de Solana ont été déterminées par M. R. Busnardo.

Neolissoceras grasi d'Orb.

Spiticeras aff. multiforme Djan

indiquant le Berriasien avec encore certaines affinités tithoniques (Berriasella gr. picteti Jacob)

Le passage Tithonique - Berriasien est défini par un changement brutal de sédimentation qui, de purement calcaire au Tithonique supérieur, devient brutalement marneuse. Seule la teinte violacée s'étend aux marnes sur 1 à 2 m.

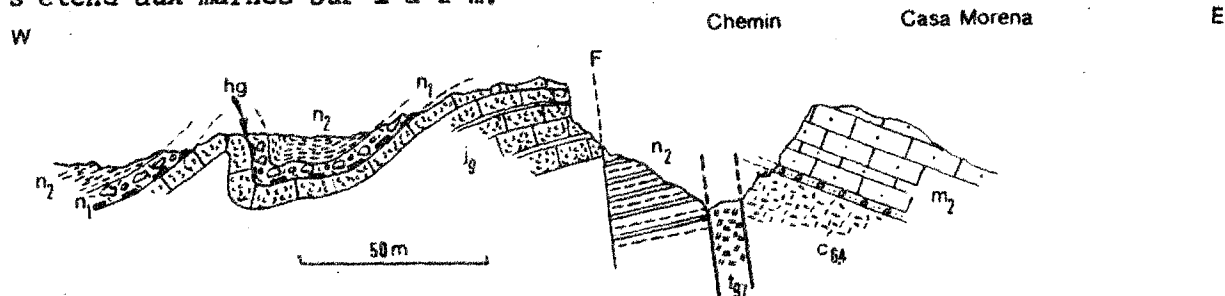


fig. Coupe de la Casa Morena : passage Jurassique - Crétacé
72 Commentaires dans le texte.

5. Crétacé du flanc occidental de la Sierra de Quipar. Coupe du Barranco del Garranchal (fig. 73)

Rio Quipar

SIERRA de QUIPAR

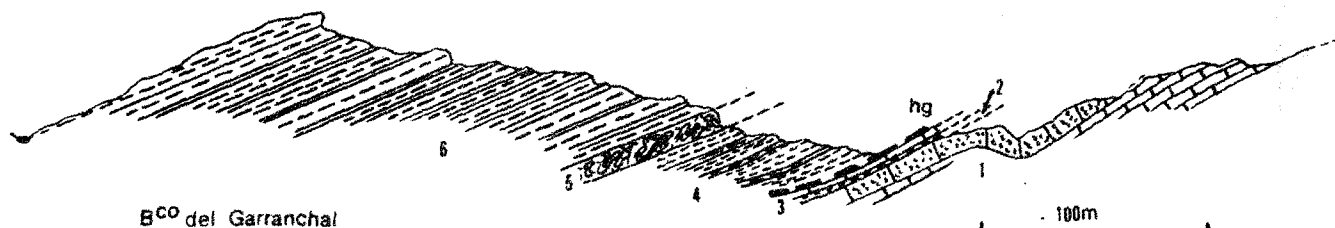


fig. Coupe du Crétacé inférieur de la Sierra de Quipar.
73 Explications ci-dessous.

Un petit ravin qui descend de la Sierra de Quipar vers le Rio en passant au pied de la Casa del Garranchal nous a permis de déceler les horizons suivants :

1. les calcaires noduleux rouges du Tithonique supérieur ;
2. 15 à 20 m de marnes rouge violacé ;
3. 20 cm de calcaires à grain fin, légèrement marneux, rouge-sombre, dont le toit révèle une surface rubéfiée très importante avec de très nombreuses Ammonites ainsi que Pygope diphyoides d'Orb. Les Ammonites sont difficilement dégageables. Nous avons pu néanmoins récolter :

Spiticeras guttatum Strachey in Uhlig

Sp. cf. subguttatum

Neolissoceras grasi d'Orb. ;

Thurmannia pertransiens Sayn. var. valdronensis Sayn

Thurmannia thurmanni Pictet

Les deux Spiticeras sont typiquement berriasiens et les deux Thurmannia caractérisent le Valanginien inférieur. Sur le "hard-ground", seraient donc réunis des fossiles du Berriasien d'une part et du Valanginien inférieur d'autre part. Cette surface durcie caractérise donc une sédimentation condensée : en ce point de l'unité de la Loma de Solana, le Berriasien et le Valanginien inférieur sont représentés par le seul "hard-ground".

4. 12 m de marnes et de marno-calcaires gris dont la base est envahie par la teinte violacée qui caractérise les couches sous-jacentes.

On récolte la faune suivante :

à la base : Neolissoceras grasi d'Orb.

Neocomites platycostatus (?) Sayn

Neocomites sp.

Thurmanniceras pertransiens Sayn.

Thurmanniceras sp.

Holophylloceras calypso d'Orb.

Phyllopachyceras sp.

caractérisant le Valanginien inférieur.

au sommet :

Ptychophylloceras sp.

Leopoldia biassalensis Kar.

Kilianella roubaudi d'Orb.

Neocomites sp.

Holcostephanus sp.

caractérisant le Valanginien supérieur (à noter que Kilianella roubaudi d'Orb.) est normalement caractéristique du Valanginien inférieur. Il s'avère que, dans de nombreux cas, cette espèce monte plus haut dans le Valanginien).

5. 3 m de marnes et de marno-calcaires présentant d'intenses phénomènes de "slumping". Ce niveau est continu sur plus de 2 km du S vers le N. Il recèle de très nombreux débris d'Echinodermes et des petits galets calcaires ;

6. 50 m d'une alternance de marnes gris-bleu et de calcaires marneux. Ces niveaux fournissent les Ammonites suivantes :

Neocomites neocomiensis d'Orb. (formes évoluées)

Neolissoceras grasi d'Orb.

N. aff. grasi d'Orb.

Holcostephanus sp.

Phyllopachyceras sp.

Holcostephanus astieri d'Orb.

H. cf. leptoplana Baumberger

H. jeannoti d'Orb.

caractérisant le Valanginien supérieur.

6. Crétacé inférieur du Barranco de la Puerta. Extrémité méridionale de la Sierra de Quipar.

Lors de l'étude du Jurassique, nous avons étudié la coupe du Barranco de la Puerta (fig. 26). Ce ravin permet également de relever une excellente coupe du Crétacé puisque, débutant au pied des calcaires, il rejoint le Rio Quipar, plus au N, dont le lit est installé dans les marnes de l'Albien.

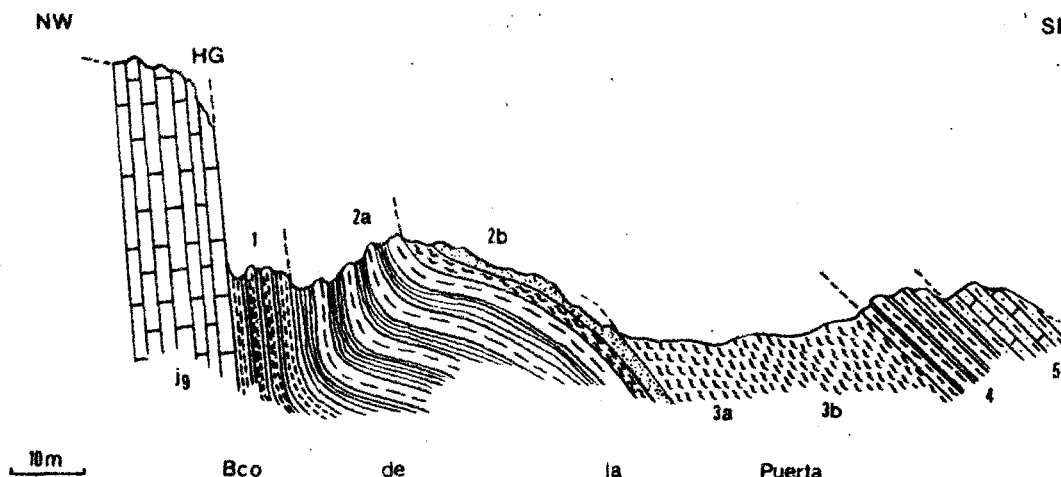


fig.74 Le Crétacé de la Sierra de Quipar : coupe du Barranco de la Puerta

j₉ : calcaires rouges du Tithonique ; HG : "hardground" ; 1. Valanginien supérieur ; 2a : Hauterivien-Barrémien ; 2b : Hauterivien-Barrémien ; 3 a et b : Albo-Aptien ; 4 :Albien ; 5 : Cénomanién.

Directement sur les calcaires rouges contenant des Calpionelles du Tithonique supérieur, viennent (fig. 74) :

1. 5 à 6 m de calcaires marneux verdâtres, glauconieux, et de marnes verdâtres recélant la faune suivante :

Neocomites neocomiensis d'Orb. var. à côtes fines

Saynoceras sp. (nov ?) gr. hirsutum Sayn

Neolissoceras grasi d'Orb.

Polytychites cf. bidichotomus Leyon

Holcostephanus astieri d'Orb.

H. sp.

caractérisant le Valanginien supérieur.

Le Berriasien et le Valanginien inférieur sont vraisemblablement représentés par la surface durcie ferrugineuse (HG) que l'on décèle au toit des calcaires tithoniques (j₉).

2a. une dizaine de mètres de marnes gris-bleu, de marno-calcaires jaunâtres car ferrugineux. Ce niveau a fourni une faune de Desmocératidés non caractéristiques mais à affinités certaines avec ceux de l'Hauterivien-Barrémien.

2b. des grès calcareux et des marnes sableuses avec :

Hyporbulites sp. ind.

Tetragonites sp.

Silesites sp.

ainsi que Latidorsella latidorsata Mich. (en éboulis) ;
cet horizon doit donc se rattacher aussi à l'Hauterivien-Barrémien.

3 a et b. 80 m de marnes bleues, micacées avec une faune pyriteuse assez
belle composée de :

Kossmatella gr. agassizi (Pictet)

Latidorsella latidorsata Mich.

Puz osia quantedti Par. et Bonar.

Phyllophacyceras baborense (Coq.)

Salfediella aptiense (Sayn.)

Tetragonites timotheanum (Pictet)

S. paquieri Sayn.

Hemitetragonites strangulatum d'Orb.

M. aff. duvali d'Orb.

Gaudryceras cf. aeolus d'Orb.

Valdedorsella getulina Coq.

Silesitoides lamberti Jacob.

Il s'avère donc que la quasi totalité des Ammonites est caractéristique de l'Aptien supérieur. Seule Latidorsella latidorsata est une espèce réellement albienne.

Dès le Barrémien probable (niveau 2b), le matériel détritique (quartz et muscovite) est donc particulièrement abondant jusque dans l'Albien.

7. Le Crétacé supérieur de l'unité de la Loma de Solana

a. Introduction

P. Fallot (1943) reconnut très vite l'existence du Crétacé supérieur de cette unité en y distinguant les grands ensembles lithologiques. Plus tard,

P. Fallot, M. Durand-Delga, R. Busnardo et J. Sigal (1956) puis M. Durand-Delga (1957) décrivent une succession stratigraphique et micro-paléontologique, continue, du Cénomanién jusqu'au Paléocène au sein de faciès continuellement marneux (avec l'absence du Turonien). Nous incluerons, dans l'étude des différents niveaux du Crétacé supérieur, ces résultats micropaléontologiques en y apportant de nouvelles données.

La coupe décrite par ces auteurs débute (fig. 75 b) à l'ancienne fabrique d'électricité située sur le Rio Quipar, dans le Cénomanién, et se termine à l'W au niveau de la Torre Jorquera (cote 796), dans le Maestrichtien supérieur.

Une deuxième coupe décrite par M. Durand-Delga et J. Magné (fig. 90) (1960) révèle l'existence du Maestrichtien supérieur-Danien et le passage à l'Eocène (route Caravaca-La Puebla de Don Fabrique et empruntant le ravin del Gredero).

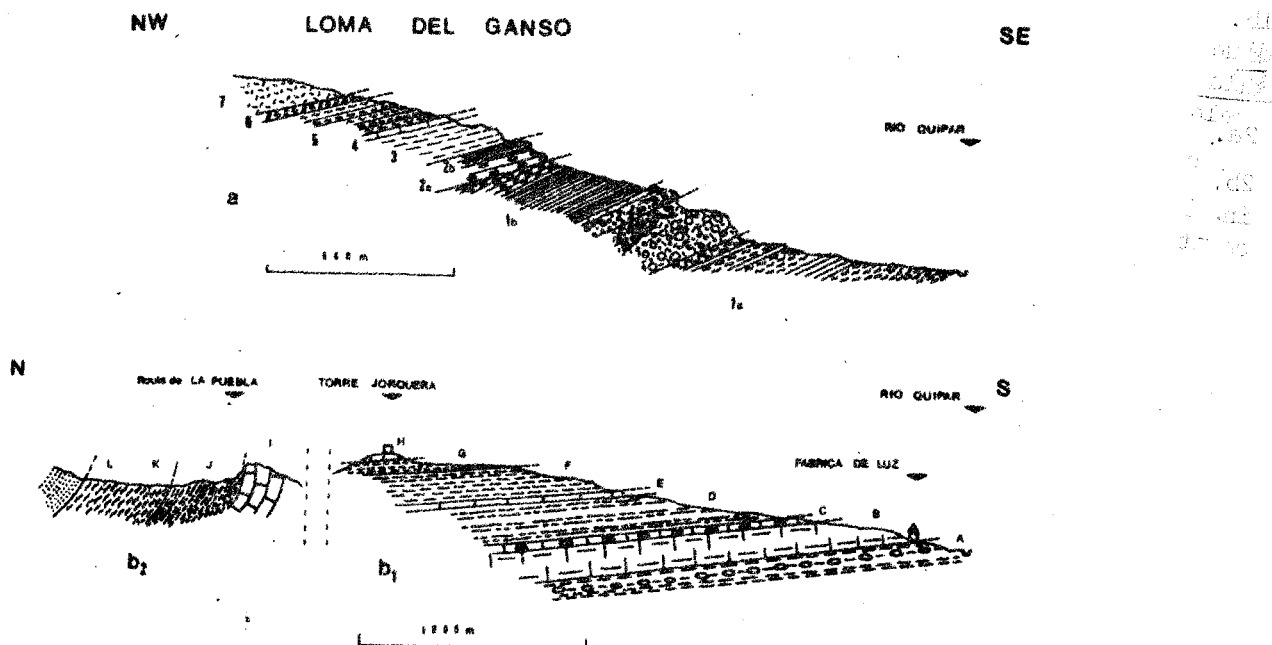


fig. 75 Le Crétacé supérieur de l'unité de la Loma de Solana

Coupe a : coupe de la Loma del Ganso :

1a : Cénomanién inférieur ; 1b : Cénomanién supérieur ; 2 a et b : Turonien ; 3-4 : Coniacien ; 5 : Coniacien supérieur-Santonien ; 6 et 7 : Santonien.

Coupe b : coupe de la centrale électrique du Rio Quipar (P. Fallot, R. Busnardo, M. Durand Delga et J. Magné, 1958)

coupe b_1 : A et B : Cénomanién ; C : Coniacien ; D : Coniacien essentiellement ; E : Santonien ; F : Campanien ; G : Campano-Maestrichtien ;

coupe b_2 : I : Maestrichtien ; J. Maestrichtien supérieur ; K et L : Danien.

b. Le Crétacé supérieur de la coupe de la Loma del Canso

1) Description

Cette coupe débute au Rio Quipar, en x : 1°51'35 et y : 38°02'45 et emprunte un ravin oblique se dirigeant vers le NW du Cortijo de la Jorquera (a, fig. 75).

On relève, de bas en haut, les niveaux suivants :

1a. un ensemble de marnes bleues pyriteuses et de marno-calcaires gris-bleu, terminé par des marnes conglomératiques à gros blocs de calcaires marneux et des calcaires marneux gris-bleu, redressés localement à la verticale (30 m au moins) ;

1b. un conglomérat monogénique à galets de calcaires marneux gris suivis d'un ensemble puissant de marnes et de marno-calcaires bleus, comportant à la base quelques bancs de calcaires, compacts, jaunâtres et au sommet quelques silex épars ;

2a. quelques mètres de calcaires marneux blancs à silex noirs isolés ;

2b. les mêmes calcaires, légèrement marneux blancs, mais à lits de silex ininterrompus ; les calcaires marneux (2a) sont discordants sur les marno-calcaires (1b) ; on peut évaluer l'angle de cette discordance à une quinzaine de degrés ;

3. des marnes et des calcaires marneux noduleux à Oursins. Quelques bancs sont plus calcaires et de ce fait plus compacts ;

4. deux bancs de calcaires compacts gris à débris ;

5. un ensemble de calcaires marneux blancs et de marnes blanches ;

6. quelques mètres de marnes rouge-saumon ;

7. des marnes gris-verdâtre et des calcaires marneux verdâtres.

Cette succession lithologique est à mettre en parallèle avec celle décrite par P. Fallot, R. Busnardo, M. Durand-Delga et J. Sigal (1958) effectuée un peu plus au NW (fig. 75 b)

A. des marnes gris-bleuté avec des nodules calcaires irréguliers : Cénomanién

B. des marno-calcaires blanc-bleuté, alternant avec des bancs de calcaires durs (60 m) : Cénomanién

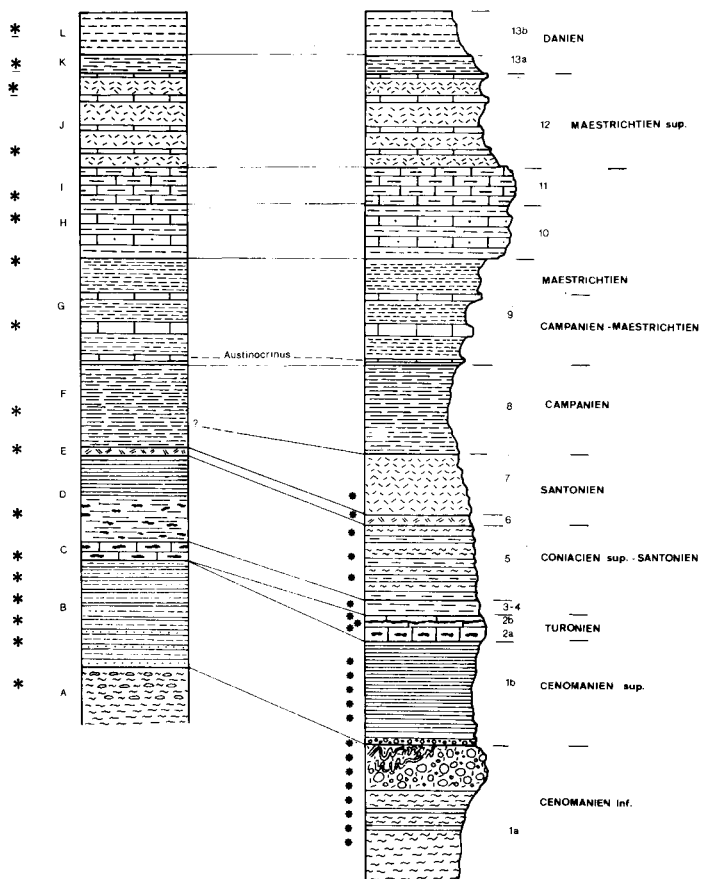
C. des calcaires assez compacts (10 m) avec silex noirs : Coniacien.

fig. 76 Le Crétacé supérieur de l'unité de la Loma de Solana. Colonnes stratigraphiques synthétiques.

Les astérisques correspondent aux prises d'échantillons ayant fourni une micro-faune caractéristique.

COUPES
P. Fallot 1958
M. Durand Delga 1958

COUPE DE LA LOMA DEL
GANSO



D. des marnes blanches très calcaires (50m) avec, à sa moitié inférieure, de rares silex noirs (essentiellement coniaciennes à la partie inférieure)
E. quelques mètres de marnes de ton variant du rouge au jaune : Santonien
F. 50 m de marnes blanches : Campanien
G. 60 m de marnes blanches aux tons verts, comportant des petits bancs de calcaires plus ou moins gréseux et se délitant en plaquettes : Campano-Maestrichtien.

2) Données micropaléontologiques sur le Cretacé supérieur de l'unité de la Loma de Solana (fig.76) :

Notons que les niveaux désignés par une lettre, sont reconnus par R. Busnardo et Alter (1953) et que ceux suivis de chiffre sont ceux reconnus par nous-même.

La microfaune suivante caractérise le niveau (1a) qui ne figure pas dans la série étudiée déjà par R. Busnardo et Alter (1958) :

Ticinella roberti (Gandolfi)

Thalmanninella ticinensis (Gandolfi)

T. sp.

T. brotzeni Sigal

Rotalipora appenninica (Renz)

R. appenninica var. evoluta Sigal

R. cushmani (Morrow)

R. turonica Brotzen

R. globotruncanoides Sigal

Tritaxia tricarinata Reuss

Tr. pyramidata Reuss

Marsonnella oxycona (Marss.)

Arenobulimina conoidea Perner

Planomalina buxtorfi (Gandolfi)

Hedbergella washitensis (Carsey)

Gavelinella pertusa (Marss.)

Globotruncana sp.

Gyroidina nitida (Reuss)

Textulariella cretosa Cush.

indiquant le Cénomanién inférieur.

Notons, dès à présent, que la partie supérieure du Cénomanién inférieur est caractérisée par la présence de marnes à galets et de bancs redressés. Sur le terrain, de telles formations paraissent le résultat de glissement sous-marins fort importants et apparemment localisés. Les premiers niveaux glissés du Crétacé se situent d'ailleurs au Valanginien, sur le bord oriental du synclinal de la Loma de Solana. On retrouve donc dans la même zone, à des étages différents, les mêmes phénomènes. Nous examinerons plus loin la conséquence de telles observations.

Vient ensuite le niveau (1b) assimilable quant à l'âge, à la formation (A et B) reconnue en 1958. Les faciès sont comparables : il s'agit de marno-calcaires gris-bleu, seule la présence de quelques silex noirs au sommet de 1b diffère.

La microfaune suivante a été récoltée dans le niveau (A) :

Globotruncana gr. stephani Gandolfi, Rotalipora appenninica Renz, R. evoluta Sigal, Thalmanninella brotzeni Sigal, Th. greenhornensis Morrow, Gavelinella aumalensis Sigal, et des grandes Globigérines.

Dans le niveau (B), on a été trouvé :

Globotruncana stephani Gand., Globigerina gr. paradubia Sigal, Rotalipora globotruncanoides Sigal, Rotalipora cushmani Morrow, Thalmanninella brotzeni Sigal, Th. greenhornensis Morrow.

indiquant le Cénomanién moyen et supérieur.

Le niveau (1b) de la Loma del Ganso (équivalent à A et B) a fourni de son côté :

Globotruncana stephani Gand.

Globotr. sp.

Gyroldina nitida (Reuss)

Rotalipora appenninica (Renz)

R. appenninica var. evoluta Sigal

R. cushmani (Morrow)

R. globotruncanoides Sigal

R. turonica Brotzen

R. reicheli Mornod

Thalmanninella brotzeni Sigal

Th. "praereicheli"

indiquant le Cénomanién supérieur

En résumé, le Cénomanien est essentiellement formé de marno-calcaires. On peut le diviser en deux niveaux distincts : l'un, inférieur, qui fait suite aux marnes bleues de l'Albien ; ce sont des marnes bleues et des marno-calcaires présentant à leur sommet un accident très important de sédimentation (30 m de marnes conglomératiques et de bancs contournés par glissement du Cénomanien inférieur. L'autre, supérieur, en discordance locale sur l'inférieur, est également sous forme de marno-calcaires avec apparition de silex en sa partie supérieure : Cénomanien moyen et supérieur.

Sur le niveau Cénomanien (B), R. Busnardo et Alter (1958) ne mettent pas en évidence de Turonien qui n'existerait donc pas sur la coupe de la fabrique d'électricité. Dans la coupe de la Loma del Ganso, par contre, nous avons pu différencier le Turonien représenté dans les niveaux (2a) et (2b) : ce sont des calcaires blancs noduleux, à silex en lits ou isolés.

La microfaune suivante a été identifiée :

niveau 2a : Globotruncana helvetica Bolli

Globotr. gr. turbinata Reichel

Globotr. stephani Gand.

Globotr. gr. sigali Reichel

Globotr. renzi Thalm. et Gand.

indiquant le Turonien inférieur et moyen ;

niveau 2b : Globotruncana stephani Gand.

Globotr. gr. angusticarinata Gand.

" " turbinata

" helvetica Bolli

" " linnei d'Orb.

" " sigali Reichel

" " turona Olbertz

association indiquant le Turonien moyen et supérieur.

Sur le Turonien nettement différencié viennent les calcaires marneux noduleux à Oursins (3), assimilables aux bancs de calcaires compacts du niveau C. Seuls, les silex signalés dans C paraissent absents dans (3 et 4).

Le niveau D un peu plus marneux pourrait correspondre au niveau 5.

Dans les horizons C et D, il a été déterminé une microfaune nette avec Globotruncana angusticarinata Gandolfi, Globotr. coronata Bolli, Globotr. linnei d'Orb., Globotr. sigali Reichel, Globotr. gr. renzi Thal. et Gand.

Dans les niveaux (3) et (4) de la coupe de la Loma del Ganso, on trouve la microfaune suivante :

Globotruncana sigali Reichel

- Gl. lapparenti Brotzen
- Gl. linnei d'Orb.
- Gl. linnei-bulloides Vogler
- Gl. angusticarinata Gandolfi
- Gl. gr. sigali-coronata
- Gl. coronata Bolli
- Gl. cf. schneegansi Sigal

indiquant le Coniacien.

. Les marnes et marno-calcaires blancs (5) effectuent la transition sur le plan micropaléontologique entre le Coniacien et le Santonien. On y relève en effet :

Globotruncana sigali Reichel

- Gl. var. schneegansi Sigal
- Gl. angusticarinata Gandolfi
- Gl. "prae-concavata"
- Gl. sigali var. conique
- Gl. coronata Gandolfi
- Gl. schneegansi Sigal
- Gl. lapparenti Brotzen

indiquant le Coniacien supérieur-Santonien.

. Le niveau (6) constitue un excellent repère cartographique car il est coloré : ce sont les niveaux dits "couches rouges" sénoniennes (niveau E où il a été déterminé) : Globotruncana concavata, Gl. lapparenti Brotzen, Gl. linnei d'Orb., Sigalia deflaensis (Sigal sp.) Reiss., Stensioina sp. indiquant le Santonien.

Pour notre part, nous avons obtenu l'association suivante, à la fois dans le niveau coloré (6) et les marnes verdâtres sus-jacentes (7) :

Globotruncana concavata Brotzen

Gl. lapparenti Brotzen

Gl. sigali Reichel

Gl. coronata Bolli

Gl. fornicata Plummer

Sigalia deflaensis (Sigal)

Reussella szajnochae praecursor de Klsz et Knipscheer

Spiroplectinata jaekeli subsp. senonica de Klsz

caractérisant le Santonien

Il faut étendre l'extension verticale du Santonien auquel on attribuait, jusqu'alors le seul niveau des marnes rouge-saumon (6). Les marnes (7) sus-jacentes sont, en effet, encore santoniennes.

En prolongeant vers l'W la coupe de la Loma del Ganso, vers l'W on rejoint la coupe effectuée par P. Fallot.....(1958).

Sur les marnes santoniennes (niveaux 6 et 7), de la coupe de la Loma del Ganso, niveau E de la coupe de la centrale électrique, on observe des marnes blanches (50 m) présentant à leur partie médiane une association composée de (P. Fallot 1958) : Globotruncana califormis de Lapparent, Gl. aff. contusa Cushman, Gl. elevata Brotzen, Gl. linnei d'Orb., Gl. marginata Reuss., Gl. stuartiformis Dalbiez, Planoglobulina sp. caractérisant le Campanien.

Vient ensuite un ensemble de marnes blanches avec des teintes verdâtres, comportant des petits bancs plus ou moins gréseux à délit en plaquettes : niveau G.

A la base de ces marnes, a été récolté un Austinocrinus erckerti Dames par P. Fallot et Alter (1958)

La base du niveau G a fourni une microfaune indiquant la fin du Campanien ou du Maestrichtien avec Globotruncana arca Cushman, Gl. forme "praecontusa" et Gl. contusa Cushman, Gl. linnei d'Orb., Gl. marginata Reuss, Gl. stuarti de Lapparent, Gl. stuartiformis Dalbiez, Gl. tricarinata Quercav, Globigérines. Le sommet du niveau G appartient par contre au Maestrichtien seul avec :

Globigerinella messinae subc rinata Bronnimann

Globotruncana mayaroensis Bolli

Aux marnes blanches succèdent des calcaires (H) en petits bancs, détritiques, de patine jaune, alternant avec des marnes blanches.

Les marnes (H) ont livré : Globotruncana arca Cushman, Gl. caliciformis de Lapparent, Gl. stuartiformis Dalbiez, Rugoglobigerina sp., Gumbelina excolata Cushman, Aragonia velascoensis Cushman, Reusella szaynochae szaynochae Grzybowski du Maestrichtien.

Le complément de la coupe du Crétacé supérieur de la Loma de Solana est trouvé au S de Caravaca dans un ravin, le Barranco del Gredero, débutant aux environs du cimetière de Caravaca, au km 68,5 de la route Caravaca-La Puebla de Don Fadrique, et se dirigeant vers le N.

Sur les marnes (H) viennent niveau (I) formé de 30 m de marnes blanches et de calcaires plus ou moins détritiques à nombreux "Chondrites", suivis de calcaires (20 m) détritiques blanchâtres à Chondrites. Ces deux niveaux sont riches en Globigérines et "fissurines", du Maestrichtien.

Les calcaires Ib, très redressés avant d'atteindre le km 68, sont nettement lités en grosses dalles de plus de 1 m d'épaisseur.

A ces calcaires en dalles, se superposent des marnes blanches (J) (40m) à (R. Busnardo et Alter, 1958).

Globotruncana contusa Cushman, Gl. falsostuarti Sigal, Gl. mayaroensis Bolli, Gl. stuarti de Lapp., Gl. stuartiformis Dalbiez, Bolivina incrasata Reuss, Bolivinaoides dracodraco Marsson, B. draco miliaris Hiltermann et Koch, Pseutextularia varians Rzehak, Tritenella scotti Bronnimann, Gublerina sp., Gumbelina sp., association indiquant le Maestrichtien supérieur.

M. Durand-Delga et J. Magné (1958) décrivent la suite de la série crétacée et le passage au Tertiaire dans ce même Barranco del Gredero (fig.90)

Le sommet des marnes (J) du Maestrichtien est marqué par un banc de calcaires grisâtres (K).

Vient ensuite un niveau (L) de marnes grises (15m) suivies de marnes grises et rouges (M) du "Danien".

Le niveau (L) et (M) a fourni à ces auteurs :

Gumbelina sp., Globigerina pseudobulloides Plummer, G. triloculinoides Plummer, G. sp., Globorotalia (Gl.) compressa (Plummer) et Gl. (Gl.) membranacea (Ehrenberg).

Sur ce "Danien" reposent des marnes grises du Paléocène.

Conclusion : Durant le Crétacé supérieur, il y a donc une remarquable continuité de sédimentation dans l'unité de la Loma de Solana. Les sédiments sont uniformément pélagiques et très marneux. Les apports détritiques sont réduits au minimum. On les rencontre essentiellement au niveau de l'Aptien.

9. CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE DU CRETACE DE L'UNITE DE LA LOMA DE SOLANA

Le toit du Jurassique est marqué par la présence d'une surface durcie. La sédimentation marneuse crétacée débute au Berriasien dans la partie septentrionale de l'unité et au Valanginien supérieur dans la partie méridionale. On observe, entre ces deux points, une condensation extrême du Berriasien-Valanginien inférieur réduit aux Ammonites du "hard-ground".

La sédimentation marneuse du Néocomien-Barrémien est puissante mais peut se réduire en quelques mètres de marnes et de marno-calcaires dans le Sud de l'unité.

Le Barrémien-Aptien est l'étage qui voit l'arrivée de matériaux détritiques (quartz et micas).

Le Cénomaniens est épais et l'on observe d'importants phénomènes de "slumping", traduisant l'instabilité du bassin crétacé. Le Turonien, bien que peu épais, a été individualisé sous forme de calcaires à silex. A ce niveau, on rencontre quelques petits lits de microconglomérats à débris d'Orbitolines (d'origine septentrionale indubitable puisque dans la Sierra de la Puerta, l'Aptien supérieur possède des faciès urgoniens à Orbitolines).

Le reste du Crétacé supérieur est puissant, très marneux et pélagique.

Ce type de sédimentation se poursuit d'ailleurs sans discontinuité dans l'Eocène.

C. CRETACE DES UNITES DES SUBBETIQUES MEDIAN ET INTERNE

1. LE CRETACE DE L'UNITE DU CHARCO

L'unité du Charco, située immédiatement au S de celle de Burete, possède un Néocomien très épais et formé de marnes et de marno-calcaires gris-vert.

Nous avons vu, lors de l'étude des termes supérieurs du Jurassique, que l'on passait insensiblement des calcaires compacts à interlits de marnes vertes du Tithonique (fig. 33) aux calcaires légèrement marneux et aux marnes du Néocomien (p. 103).

La base du Néocomien est marquée par la présence de nombreux bancs conglomératiques remaniant essentiellement des calcaires à Calpionelles du Tithonique.

Dans la partie sud-occidentale de l'unité (le long du camino de Reventon ($x = 1^{\circ}52'$ et $y = 37^{\circ}59'30''$), les dolomies de base de l'unité de Burce chevauchent vers le SE (3 fig. 145) :

1. 15 à 20 m de marno-calcaires indurés, très rouges, ayant livré une microfaune les datant très vraisemblablement du Sénonien inférieur (*) :

Globotruncana lapparenti Brotz.

Gl. coronata Bolli

Gl. gr. angusticarinata Gand.

Gl. gr. sigali Reichel

2. ces marno-calcaires reposent en discordance nette (10°) sur des marno-calcaires et des marnes vertes dont la partie supérieure n'a fourni que des débris de Globotruncana et de Globigérines. Il pourrait s'agir de la partie basale du Crétacé supérieur. Le reste de cette formation doit se rattacher très vraisemblablement au Crétacé inférieur (Néocomien?).

2. LE CRÉTACÉ DE L'UNITÉ DE LA SIERRA DE PONCE

a) INTRODUCTION

Peu de choses ont été dites sur le Crétacé de l'unité de la Sierra de Ponce. Les affleurements de marnes crétacées sont, en effet, très morcelés. Cependant les "couches rouges" à Rosalines, par leur faciès remarquable, ne sont pas passées inaperçues.

Seul P. Fallot (1943, p. 19) fit quelques observations dans la partie orientale de l'unité (Région de Manzano). Selon cet auteur, "on note partout une continuité verticale du Tithonique au Crétacé. Par ailleurs, la transition entre le Néocomien et le Sénonien s'effectue rapidement et il semble que l'Aptien, l'Albien, le Cénomanién et le Turonien ont une faible épaisseur. Aucune trace de transgression, aucun indice de lacune de sédimen-

(*) déterminations J. Sigal.

tation ne sont observables dans la série crétacée". P. Fallot pensait (1943, p. 56) qu'au niveau du Madroño (partie méridionale de l'unité), des andésites très altérées coupaient la série sénonienne en s'intercalant entre certains bancs. Nous avons vu que ces émissions de lave se situaient non pas dans le Sénonien, mais à la limite de l'Aalénien et du Dogger (voir p.132).

b) LE CRÉTACE INFÉRIEUR

1) le Néocomien-Barrémien.

Les affleurements de marnes et de marno-calcaires gris-vert, rattachables au Néocomien sont situées dans les dépressions synclinales situées à l'W de la Sierra de la Lavia et à l'E de la Sierra de Ponce. Ces marnes, d'épaisseur variant de 15 à 50 m, souvent considérablement étirées, succèdent au niveau marneux de teinte rouge du Tithonique. Il y a apparente continuité de sédimentation entre les marnes tithoniques et les marnes néocomiennes.

En un seul point (Casa del Aire au km 33 de la route de Zarzadilla-Bullas, on peut observer des galets à la base des marnes vertes crétacées. Il semble d'ailleurs qu'il s'agisse d'un remaniement sur place, l'ensemble marnes et galets étant d'âge néocomien.

Nous n'avons pu établir aucune stratigraphie dans l'ensemble marneux du Néocomien. Bien qu'en d'autres points de la chaîne, le Crétacé du Subbétique interne soit riche en Aptychus, très peu d'Ammonites ont été découvertes. Les seuls débris sont :

- Neocomites neocomiensis d'Orb.
- Lissoceras grasi d'Orb.

Le Barrémien, bien que non daté, doit succéder, en continuité, au Néocomien.

2) L'Albo-Aptien

Aux marnes et marno-calcaires gris-vert du Néocomien-Barrémien, font suite une série de marnes pélagiques, vert à vert foncé, presque noires.

A l'E de la Sierra de Ceperos, ces marnes affleurent régulièrement dans la dépression qui la sépare de la Sierra de la Lavia (fig. 140). Elles ont fourni une microfaune pélagique de l'Aptien supérieur à

Bigoglobigerinella sigali Ten Dam et Sigal
Globigerinelloides algerianus Cush. et Ten Dam
Hedbergella trochoidea. (Reuss)

La partie supérieure de ces marnes est datée de l'Albien par Hedbergella washitensis et une microfaune naine.

Le trait majeur de l'Aptien-Albien de l'unité de la Sierra de Ponce est le caractère pélagique des marnes bleues, pouvant donner une idée fausse sur leur bathymétrie. En effet, alors que presque partout dans l'unité ces marnes sont totalement dépourvues de quartz, elles passent très rapidement, dans la région du Manzano (fig. 106 c₁ et coupe C fig. 218) à des marnes très sableuses et glauconieuses datées de l'Albien supérieur par Hedbergella washitensis.

Cette brusque variation de faciès permet d'une part d'affirmer que le caractère pélagique des marnes n'apporte aucun élément sur leur bathymétrie et d'autre part d'envisager un lien paléogéographique entre l'Albien de l'unité de la Sierra de Ponce et celui du Bétique de Malaga, également sous forme de marnes gréseuses glauconieuses.

L'absence de quartz dans la majeure partie de l'Albo-Aptien du Subbétique interne peut simplement s'expliquer par le fait que ces marnes se sont déposées dans des vasières sans relations avec le large. En témoigne leur haute teneur en sulfure de fer.

c) LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Les faciès du Crétacé supérieur ont été très vite reconnus. P. Falot (1945) signale, en effet, des "couches rouges" à Rosalines dans la région du Madrono et dans la partie sud-orientale de la Sierra de Ponce.

Malgré l'état intense de tectonisation des séries marneuses crétacées, nous avons pu définir les niveaux suivants :

sur les marnes bleues de l'Albien viennent :

1° des marnes et des marno-calcaires gris-bleu (15 à 20 m) caractérisés par :

Rotalipora gr. a^{pp}enninica Renz
R. cushmani-turonica Brotzen
Planomalina buxtorfi (Gand.)
Thalmaninella brotzeni Sigal

Th. sp.

indiquant le Cénomanién ;

2° des marnes et des marno-calcaires blancs (10 à 15 m) révélant la micro-faune suivante :

lobotruncana cf. angusticarinata Gand.

Gl. fornicata Plummer

Gl. lapparenti Brotz.

Gl. cf. schneegansi Sigal

Gl. sigali Reichel

indiquant le Coniacien ;

3° des marnes et des marno-calcaires blancs à silex également rattachables au Coniacien par la microfaune ;

4° un ensemble de marnes et de marno-calcaires blancs et rouges de faciès "couches rouges". Ces dernières, habituellement cantonnées au Santonien dans l'unité de la Loma de Solana située plus au N, ont une extension verticale beaucoup plus importante. De bas en haut, on relève, en effet, les associations suivantes :

1. Globotruncana cf. angusticarinata Gand.

Gl. concavata (Brotz.)

Gl. fornicata Plummer

Sigalia deflaensis (Reiss)

indiquant le Santonien.

2. Globotruncana elevata Brotzen

Gl. fornicata Plummer

Gl. lapparenti (?) Brotzen

Gl. stuarti (de Lapp.)

Gl. stuartiformis Dalbiez

du Campanien supérieur-Maestrichtien bas.

3. Globotruncana contusa (Cush.)

Gl. stuarti (de Lapp.)

Gl. stuartiformis Dalbiez

Ventilabrella sp.

du Maestrichtien.

Il apparaît donc que tous les niveaux du Crétacé supérieur sauf le Turonien et le Campanien franc sont définis. Ces absences peuvent être attribuées, comme en beaucoup d'autres points de la chaîne à une lacune d'observation. Le caractère dominant du Crétacé supérieur de l'unité de la Sierra de Ponce est sa nature pélagique et sa faible épaisseur (75 à 100 m maximum).

5° LE CRÉTACE DU BÉTIQUE DE MALAGA

A. Introduction et historique

Les termes crétacés de la Sierra de Espuña s'opposent nettement à ceux, assez monotones, du Crétacé marneux subbétique. La forte réduction d'épaisseur, certains caractères particuliers de sédimentation (karst albien) ont paru plaider pendant longtemps pour un éloignement important du domaine paléogéographique du Bétique de Malaga par rapport à celui du Subbétique.

Jusqu'à présent, on s'était borné à étudier quelques mètres du Crétacé affleurant dans l'unité du Morron de Totana. Ces affleurements sont très réduits. En effet, les calcaires à Alvéolines ^{de l'Yprésien} sont nettement transgressifs dans cette unité. Par contre, l'unité de Prat Mayor comporte, elle, un Crétacé calcaire assez développé et très particulier, inconnu jusqu'à présent.

Avant d'étudier en détail les différents types de Crétacé rencontrés dans la Sierra de Espuña, nous retracerons les différents stades des découvertes :

P. Fallot (1943) indique la présence, dans la Sierra de Espuña, de l'Albien glauconieux, transgressif sur le Jurassique mais sans trace de discordance. Le Crétacé supérieur ne lui était pas apparu et cette absence avait été, dans une interprétation, imputée aux "érosions ayant précédé la transgression lutétienne".

Plus tard, N. et Y. Peyre (1960) confirment l'existence de cet Albien (supérieur) et découvrent la présence de Sénonien supérieur reposant directement sur ce niveau. L'absence de Crétacé inférieur caractérisé conduisit ces auteurs à formuler l'hypothèse d'absence de sédimentation et d'érosion sous-marine pendant le Crétacé inférieur p.p et du dépôt des formations

glauconieuses en transgression, à l'Albien supérieur. Avec J. Magné, ces mêmes auteurs (1960), mettent en évidence le Sénonien supérieur reposant directement sur l'Albien, et pensent à la présence d'un hiatus sédimentaire entre Albien et Sénonien supérieur.

Il existe deux types légèrement différents de Crétacé dans la Sierra de Espuña : l'un dans l'unité du Morron de Totana qui correspond dans ses grandes lignes, à celui décrit par les auteurs précédemment cités, et l'autre dans l'unité de Prat Mayor. Leurs affinités sont nombreuses mais les corrélations difficiles, étant donné la faible épaisseur des terrains.

B. Le Crétacé de l'unité du Morron de Totana

1. Coupe de la Fuente Blanca

Nous avons vu dans la coupe de la Fuente Blanca (chapitre 3 fig.53) que le Jurassique supérieur était formé de calcaires plus ou moins noduleux, gris crème;

sur ces niveaux, datés du Tithonique, vient une série monotone de calcaires glauconieux à silex dont le toit est fissuré et recouvert de marnes conglomératiques de l'Albien. Font suite une dizaine de mètres de marnes gréseuses et de grès verts albiens, des calcaires compacts blancs suivis de marnes blanches, représentant le Crétacé supérieur.

C'est précisément sur cette coupe de la Fuente Blanca que P. Fallot puis N. et Y. Peyre, effectuèrent leurs observations. Les marnes vertes albiennes (8) fournirent à P. Fallot : Conulus cf. castaneus Brongn. ; Discoides conicus Desor. Pygaulus sp. ainsi que certains débris d'Ammonites ressemblant à des Parahoplitidés de l'Aptien supérieur. N. et Y. Peyre étudièrent la microfaune et isolèrent Hedbergella cf. washitensis, H. sp., Patellina sp. Textularidés, Ostracodes et dents de poissons. Ces auteurs sont tous d'accord pour attribuer les formations glauconieuses à l'Albien. N. et Y. Peyre découvrirent dans des calcaires⁽⁹⁾ Globotruncana cf. arca Gl. gr. lapparenti, Gl. cf. sigali, Gl. gr. stuarti, Rugoglobigerina sp. indiquant le Sénonien supérieur. Selon ces auteurs, nous l'avons vu, un hiatus sédimentaire séparait l'Albien supérieur du Sénonien supérieur.

Les marnes blanches qui font suite aux calcaires représenteraient pour le moins le Crétacé terminal. Elles présentent, en effet, des bancs calcaires à "Fissurina" gracilis Seg identiques à celles rencontrées dans le Maestrichtien de l'W de Caravaca (P. Fallot, R. Busnardo, M. Durand-Delga et J. Sigal, 1958).

Reprenons dans le détail l'étude des différents niveaux situés entre le Tithonique franc et le Tertiaire transgressif (fig. 78).

Sur les calcaires tithoniques (A), présentant quelques silex épars vient, en parfaite concordance, une série de calcaires (50 m) en bancs nets (B) à très nombreux silex et points de glauconie. En lame mince, ces calcaires se révèlent être microbréchiques, riches en grains de glauconie, en grains de quartz anguleux et en débris d'Echinodermes. La microfaune est quasi inexistante. Quelques débris indéterminables font penser à des Calpionelles.

Faute de preuves micropaléontologiques, nous rattachons hypothétiquement les calcaires (B) au Néocomien car ils sont situés sur le Tithonique franc et sous l'Albien.

Le toit des calcaires (B) est intensément fissuré et diaclasé. Certaines fissures ont plus de 50 cm de profondeur et présentent l'aspect classique d'une surface karstique. Les lèvres des fissures sont tapissées d'oxyde fer.

Remplissant ces fissures et se développant sur 1 m d'épaisseur au moins, on observe un niveau caillouteux, extraordinairement riche en glauconie et en petits galets noirs phosphatés. Il a été jadis l'objet d'exploitations artisanales pour les phosphates qu'il contient.

Ces marnes glauconieuses à galets sont riches en débris d'Oursins, de Bélemnites, d'Ammonites. C'est dans ce niveau que P. Fallot (1943) a récolté la microfaune citée ci-dessus.

Le faciès marno-gréseux se développe sur 15 à 20 m d'épaisseur (E). Quelques niveaux de grès peu consolidés apparaissent. Vers le haut, ces marnes vertes présentent sur 1 m d'épaisseur une teinte jaunâtre traduisant un état poussé d'altération de la glauconie.

Tous les niveaux glauconieux nous ont fourni, comme à N. et Y. Peyre (1960) Hedbergella washitensis et nous pensons pouvoir les rattacher dans leur ensemble à l'Albien.

Sur les marnes jaunâtres (E) viennent 4 m de calcaires dont l'étude tant pétrographique que micropaléontologique est capitale : à la base des calcaires (F), s'observe un niveau conglomératique (F1) à nodules phosphatés ; vient ensuite 1 m de calcaire compact gris à points phosphatés suivi enfin par 3 m de calcaire compact blanc.

Malgré la très faible épaisseur de ces niveaux calcaires, nous pensons que, dans ces 4 m de calcaires, il est possible de retrouver, dans leur ensemble, les différents étages du Crétacé supérieur condensés à l'extrême, datés par des Rosalines.

Les marnes blanches (G) (25 à 30 m) qui terminent cette série crétacée se révèlent être pauvres en faune. Nous avons pu néanmoins mettre en évidence, jusqu'au sommet de la formation, des Globotruncana très mal conservées, de très nombreux spicules d'Eponges et quelques débris de grands Inocérames. Comme l'ont découvert N. et Y. Peyre (1960) certains niveaux indurés de base contiennent de nombreuses Fissurines "F. gracilis". Peut-être s'agit-il de Crétacé terminal ? Le problème reste à résoudre.

Enfin, transgressifs sur cette série crétacée unique dans toute l'unité du Morron de Totana, viennent les calcaires à Alvéolines du Cuisien (H)

2. Evolution du Crétacé de la Fuente Blanca vers l'W

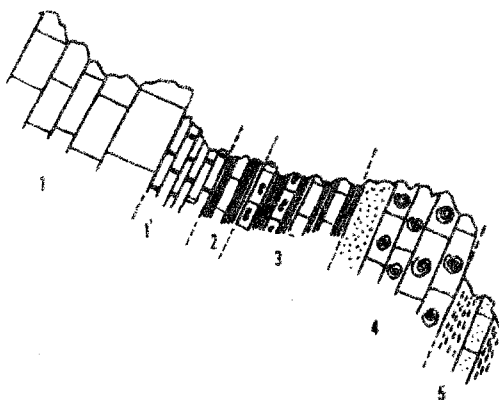
Afin de vérifier l'évolution vers l'W du Crétacé de l'unité du Morron de Totana, nous étudierons un profil situé respectivement à 4 km de la Fuente Blanca, au pied de l'imposante falaise jurassique qui domine la haute vallée de Malvariche.



fig. 77 : coupe montrant l'évolution vers l'W du Crétacé de la zone de la Fuente Blanca

S 1891 - 1422

N



1 et 1' : Tithonique ; 2 et 3 : Néocomien probable ;
4 : Cuisien ; 5 : Lutétien.

Sur cette coupe n'apparaît pas de karst au toit du Tithonique, ni de termes du Crétacé supérieur.

On note en effet, du N vers le S :

1. des calcaires massifs blancs, en gros bancs (1) suivis de calcaires à aspect noduleux en petits bancs (1') du Tithonique ;
2. des calcaires microcristallins gris et de marno-calcaires gris avec quelques silex noirs ;
3. des calcaires gris à silex noirs ;
4. des calcaires à Alvéolines du Cuisien avec un conglomérat riche en quartz à la base.

Le niveau (3) a fourni une grande Ammonite du genre Hoplites à affinités néocomiennes.

Les coupes que l'on peut réaliser vers l'W, jusqu'à la route Totana-Bullas, révèlent toujours la même disposition : sur un Tithonique calcaire, reposent des calcaires marneux gris, riches en quartz, et des marno-calcaires du Néocomien (?) sur lesquels viennent en transgression les calcaires à Alvéolines du Cuisien.

3. Conclusions relatives au Crétacé de l'unité du Morron de Totana

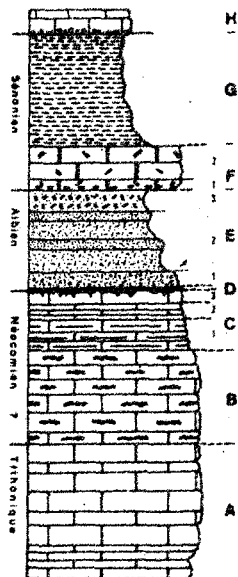


fig. 78 Colonne stratigraphique synthétique du Crétacé de l'unité du Morron de Totana

- A. calcaires du Tithonique
- B. calcaires à silex du Néocomien ?
- C. calcaires microcristallins du Néocomien ?
- D. marnes sableuses caillouteuses remplissant des fissures karstiques : Albien
- E. marnes sableuses vertes et jaunes : Albien
- F. calcaires du Crétacé supérieur ;
- G. marnes blanches du Crétacé supérieur ;
- H. calcaires à Alvéolines du Cuisien.

A des calcaires tithoniques définis par la microfaune, font suite des calcaires gris et des marno-calcaires à silex, contenant des grains de

quartz et de glauconie. Ce niveau, en parfaite continuité verticale sur le Tithonique pourrait représenter le Crétacé inférieur.

Généralement au toit des calcaires à silex, on observe un karst dont les fissures sont comblées par des marnes conglomératiques, base d'un Albien très glauconieux. Comme nous le verrons plus loin, ce karst peut s'installer soit au toit du Tithonique (écaille de la Fuente Blanca) soit au toit du présumé Néocomien.

P. Fallot (1943) rattache ce dispositif karstique à une transgression albienne qui fait suite à des mouvements tectoniques ayant pour conséquence une phase érosive.

En résumé, on peut conclure que, dans la Sierra de Espuna, (unité du Morron de Totana) des terrains calcaires (Jurassique supérieur ou Néocomien) sont affectés par le "karst albien". On peut admettre un arrêt momentané de sédimentation suivi d'une altération sous-marine ayant provoqué la formation d'un karst.

Il faut noter néanmoins que les calcaires attribués au Néocomien et faisant suite au Tithonique calcaire présentent un faciès d'tritique (quartz abondants). Peut-être y a-t-il là l'indice d'une émergence plus ou moins lointaine, au Crétacé inférieur, directement liée à l'apparition plus tardive du remplissage karstique albien.

Faisant suite aux faciès gréseux et glauconieux de l'Albien, le Crétacé supérieur est vraisemblablement complet mais très condensé. Il se termine par un épisode marneux.

C. Crétacé de l'unité de Prat Mayor

Une coupe perpendiculaire à la vallée (fig.79) permet de mettre en évidence différents termes du Crétacé, sensiblement différents de ceux définis dans l'unité du Morron de Totana.

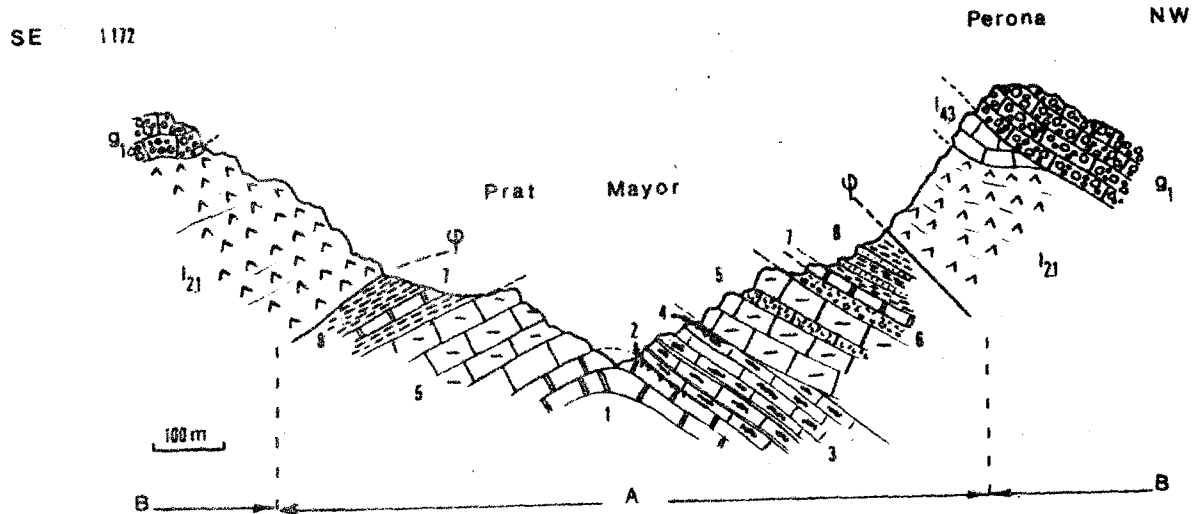


fig. 79 Coupe de la vallée de Prat Mayor (NE de la Sierra de Espuña)

A. Unité de Prat Mayor : 1 : calcaires à débris : Tithonique ?
 2. Fissures karstiques ; 3 : calcaires à silex du Néocomien ;
 4 : Fissures karstiques remplies de marnes sableuses glauconieuses de l'Albien ; 5 : calcaires du Crétacé supérieur ; 6 : marnes à galets de Crétacé supérieur ; 7 : calcaires à Miliolites (Eocène inférieur) ;
 8 : grès microconglomératiques et marnes sableuses de l'Eocène inférieur.

B. Unité de Perona : 1₂, 1₁ : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; 1₄, 3 : calcaires du Lias inférieur et moyen.
 8₁ : conglomérats calcaires de l'Oligocène basal.

Le détail de la série crétacée a été dessiné sur la colonne stratigraphique de la figure 80 . De bas en haut, on note la présence de :

1. calcaires graveleux à très nombreux débris d'Echinodermes, Miliolidés et Textularidés et quelques rares oolites à cortex peu développé ; aucun microfossile ne permet de fixer l'âge de ces calcaires. Nous avons vu précédemment qu'il s'agit peut-être du Tithonique ;
2. au toit de ces calcaires, peuvent s'observer, très localement (essentiellement à quelques mètres au dessus du niveau du ravin) des fissures remplies de glauconie. Etant donné l'absence de microfaune, l'âge de ce régime karstique ne peut être précisé. Peut-être s'agit-il d'un karst néocomien au toit du Tithonique ? Toute hypothèse dépend de l'âge que l'on donne aux calcaires (1) ;

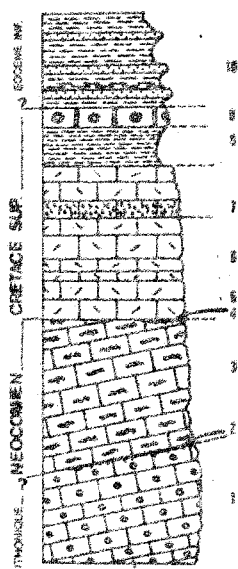


Fig. 80 Colonne stratigraphique synthétique du Crétacé supérieur de l'unité de Prat Mayor.

4. au sommet des calcaires du Crétacé inférieur (Néocomien?) on observe, en discordance nette de plus de 15° , les calcaires (5 et suivants) du Crétacé supérieur. Cette discordance angulaire n'est pas marquée par la présence d'un conglomérat. Mais par places, à l'W de la coupe de la figure 79, s'intercale, entre les deux masses calcaires, un fin liseré (de 0 à 15 cm) de marnes caillouteuses, très riches en glauconie, avec de nombreux débris de Bélemnites, Rhynchonelles et Térébratules et renfermant Hedbergella washitensis de l'Albien(4).

Ce niveau, aux affleurements très sporadiques car il est recouvert en transgression par les calcaires (5) est, en tout point, analogue aux marnes caillouteuses de la base de l'Albien de l'unité du Morron de Totana. Cette assimilation se trouve confirmée par le fait que ce niveau est dans les deux unités, superposé aux mêmes calcaires à silex attribués au Néocomien.

5. Viennent ensuite plusieurs mètres de calcaires compacts blancs en bancs nets dont la base (sur 1 m environ) nous a fourni, outre de nombreux "Pithonelles" : Hedbergella sp., Rotalipora aff. appenninica (Renz) évoquant le Cénomanien (X).

6. le reste des calcaires offre presque toujours le même microfaciès : très nombreuses "Pithonelles" et très rares Globotruncana bicarénées (Globotruncana cf. renzi Thalm. et Gand.) associées à Globotruncana helvetica Bolli indiquant le Turonien moyen et supérieur.

7. sur des calcaires de base reposent une série de calcaires compacts alternant, vers le haut, avec des conglomérats jaunâtres. La base de la formation

(X) déterminations de M. P. Andreieff.

est formée par un petit niveau de conglomérat monogénique très pauvre en microfaune (quelques sections de Rosalines indéterminables). Le reste des calcaires contient de très nombreuses Globotruncana lapparenti Brotzen, Gl. cf. sigali, Stensioina sp., des Pithonelles, indiquant le Sénonien (Coniacien supérieur-Santonien).

Les conglomérats jaunâtres sont formés de petits galets de calcaires à "Pithonelles" et Globotruncana lapparenti Brotzen cimentés par des Microcodium. On relève également la présence d'Arenacés (Navarella?) indiquant un Sénonien élevé.

8. A cet épisode calcaire succèdent 10 m de marnes ocres conglomératiques. Les éléments calcaires qu'elles contiennent fournissent Globotruncana stuarti (J. de Lapparent) indiquant le Campanien supérieur-Maestrichtien.

9. On observe ensuite 2 m de calcaires à Miliolites dont le toit est fortement oxydé.

10. Couronnant cette série crétacée, vient une alternance de grès calcareux roux, microconglomératiques, et de marnes sableuses de l'Eocène inférieur.

D. Le Crétacé de l'unité de Perona

L'unité de Perona n'est actuellement formée que de calcaires et de dolomies liasiques. On peut néanmoins reconnaître ce qu'était le reste de la série grâce à un olistholite issu de l'unité de Perona et contenu dans les conglomérats de la base de l'Oligocène surincombant.

Au toit des calcaires jurassiques (voir la fig. 115 chapitre 6, p. 337), on observe une surface ferrugineuse encroûtée. Elle supporte un liseré de marnes vertes contenant des galets jurassiques à encroûtements ferrugineux. Ce niveau représenterait l'Albien.

Au-dessus de ces marnes et sur quelques mètres de longueur, nous avons pu relever la présence de 50 cm à 1 m de calcaires légèrement rosés à "Pithonelles" et Rosalines, prouvant l'existence du Crétacé supérieur.

E. Conclusions relatives à l'étude du Crétacé de la Sierra de Espuña

Les unités du Morron de Totana et de Prat Mayor possèdent vraisemblablement un Néocomien calcaire. Ce sont des calcaires à silex, microbréchiques et glauconieux.

L'Aptien n'a pas été mis en évidence, mais a dû vraisemblablement être présent, au moins dans l'une des trois unités, sous forme de calcaires à

Orbitolines que l'on retrouve remaniés dans les grès calcaireux de l'Eocène inférieur.

L'Albien est très glauconieux et généralement localisé dans les fissures d'un karst installé au toit des calcaires tithoniques ou néocomiens.

Le Crétacé supérieur est toujours réduit et condensé mais apparemment complet. Calcaire et marneux dans l'unité du Morron de Totana, le Crétacé supérieur est uniformément calcaire dans l'unité de Prat Mayor et couronné par des calcaires conglomératiques à Microcodium.

En résumé, le Bétique de Malaga possède une série crétacée très réduite, condensée mais assez complète. Elle est caractéristique d'une ride sujette à des balayages ou à une sédimentation condensée. Elle se distingue clairement des séries subbétiques qui sont épaisses, marneuses et pélagiques.

F. Comparaisons entre les séries crétacées malagaises et subbétiques

Avant de retracer l'histoire paléogéographique de la chaîne au Crétacé, nous examinerons le problème des rapports stratigraphiques entre les séries crétacées du Bétique de la Sierra de Espuña et du Subbétique de la Sierra de Ponce, actuellement très voisines.

a. Dépôts antérieurs à l'Albien

. Dans l'unité de la Sierra de Ponce, le Néocomien-Barrémien, non différencié paléontologiquement, est formé d'une série monotone de marnes et de marno-calcaires gris à silex.

. Dans la Sierra de Espuña, la base du Crétacé est vraisemblablement sous la forme de calcaires microbréchiques glauconieux à silex ou des calcaires marneux en plaquettes gréseuses (unité du Morron de Totana).

Les comparaisons sont donc difficiles à établir étant donné l'absence de repère paléontologique.

On note la présence d'Orbitolines remaniées dans les grès micro-conglomératiques situées entre l'Yprésien et le Lutétien inférieur et moyen des unités du Morron de Totana et de Prat Mayor. Ces Orbitolines, jamais observées en place, proviennent du démantèlement de couches vraisemblablement aptiennes ayant appartenu au domaine des unités de la Sierra de Espuña. On ne peut, en effet, envisager qu'elles proviennent de l'autochtone de la série intermédiaire de la Puerta, trop lointaine.

En résumé, il y a peu d'affinités entre les séries marneuses pélagiques du Subbétique de la Sierra de Ponce et celles supposées du Crétacé inférieur des unités de la Sierra de Espuña. Notons l'absence de quartz détritiques dans le Subbétique interne, alors que leur présence est nette dans les calcaires marneux en plaquettes de la partie sud-occidentale de l'unité du Morron de Totana.

b. Albien

Les niveaux albiens permettent d'établir une corrélation étant donné la présence de faune :

. dans la Sierra de Espuña, au toit des calcaires supposés néocomiens, on observe un karst dont les fissures sont remplies de marnes gréseuses glauconieuses phosphatées, de l'Albien supérieur.

. Dans la Sierra de Ponce, l'Albien est en général sous forme de marnes noires (vert très foncé) sans quartz et à microfaune pélagique.

Il y a donc nette opposition entre ces deux types de faciès. Si l'on qualifie de "bathyales" les marnes noires du Subbétique une profonde hétéropie de faciès en découle. Mais, comme on a pu le démontrer en beaucoup d'autres points, les marnes noires, très riches en sels de fer non exprimés, peuvent signifier la présence, au moment du dépôt, de vasières en eau peu profonde ayant peu de relations avec le large. Dans cette optique, il n'y a pas d'opposition franche entre les sédiments très glauconieux de l'Albien de la Sierra de Espuña et les marnes noires du Subbétique interne.

L'absence de quartz dans le Subbétique peut traduire l'absence de courant, très compatible avec l'image que l'on se fait des vasières actuelles qui, bien que très proches du continent, n'en subissent pas l'influence.

L'uniformité des faciès marneux non détritiques de l'Albien de l'unité de la Sierra de Ponce n'est pas complète. En effet, dans la partie septentrionale de l'unité (zone du Manzano), l'Albien est sous forme de marnes très gréseuses et très glauconieuses. Ce faciès est exactement celui de l'Albien du Bétique de la Sierra de Espuña. Ces marnes gréseuses et glauconieuses albiennes affleurent dans une zone où l'on observe des variations importantes de faciès dans la série jurassique marneuse. Là où des calcaires

noduleux rouges du Kiméridgien-Tithonique sont les équivalents latéraux de marnes, on observe les marnes gréseuses, glauconieuses, passage latéral des marnes noires pélagiques définies un peu plus au S.

Il est donc fort probable qu'au sein du Subbétique marneux (partie méridionale), on assiste à une remontée sensible du fond marin avec apparition de faciès typiques du Bétique de Malaga qui devait se sédimenter un peu au S, au niveau d'une ride.

A notre sens, l'hétéropie des faciès de l'Albien de part et d'autre de la zone-limite du Rio de Pliago est partielle et seulement apparente. Elle ne suffit pas pour situer ces deux types de faciès dans deux provinces paléogéographiques opposées et éloignées l'une de l'autre, puisque dans le Subbétique marneux on trouve une recurrence des faciès typiques du Bétique de Malaga.

C. Crétacé supérieur

. Dans la Sierra de Espuña, les couches essentiellement calcaires sont peu épaisses. Le Cénomanién supérieur, le Turonien, le Sénonien supérieur (dont vraisemblablement le Maestrichtien) ont été déterminés.

. Dans la Sierra de Ponce, subbétique, on trouve, par contre, une série de marnes et de marno-calcaires avec des horizons de "couches rouges" localisés dans le Campanien-Maestrichtien. Les faciès y sont continûment pélagiques.

On peut donc, comme précédemment, opposer les deux séries si l'on préjuge de la bathymetrie des marnes du Crétacé supérieur. Mais il semble peu probable que ces marnes soient "bathyales". Elles sont dépourvues de matériaux détritiques tels que le quartz et le mica et ont très bien pu se déposer en milieu peu profond.

L'hétéropie des faciès du Crétacé supérieur est donc vraie lithologiquement, mais on peut imaginer très voisines de telles séries.

Le Crétacé de la Sierra de Espuña, reste sans aucun doute une série de haut-fond car très réduite.

d. Conclusions

Les deux séries voisines du Bétique de Malaga et du Subbétique interne sont, au premier examen, assez différentes.

Elles sont séparées actuellement par une distance oscillant entre 3 et 7 km, compte tenu des rétrécissements tectoniques, due essentiellement à la phase de rétrochevauchement ayant déplacé le Subbétique interne vers l'E SE. Il est lisible d'imaginer une évolution progressive, du N vers le S, qui permettrait de passer des séries essentiellement marneuses du Subbétique aux termes peu profonds du Bétique de Malaga.

6° CONCLUSIONS GENERALES

Le Crétacé est représenté dans chacune des unités paléogéographiques depuis le Bétique de Malaga au S, jusqu'au Prébétique au N.

Nous examinerons les grands traits des ensembles crétacés du N vers le S.

Dès le début du Crétacé, les différents domaines paléogéographiques vont subir des modifications ; le destin de certaines zones remarquablement stables durant le Jurassique, va se transformer brutalement. Il s'agit de la première manifestation à l'échelle de la chaîne d'un orogène naissant.

La vocation de plateforme de la Meseta ibérique se poursuit. Des sédiments continentaux très gréseux font néanmoins leur apparition (Wealdien et Albien de faciès Utrillas). Le Crétacé supérieur présente ensuite des faciès dolomitiques.

La transition avec le bassin marin devait se faire sur quelques kilomètres seulement. Frangeant en effet le continent, se développe le Prébétique interne (série de la Puerta) où se sédimentent, en eau peu profonde, des séries marneuses puissantes et très détritiques. Des faciès récifaux, vers le milieu de l'Albien, devaient constituer des alignements discontinus, à quelques kilomètres du rivage. On constate à l'Albien des arrivées détritiques gréseuses, massives et au Turonien d'importants remaniements provoquant des conglomérats intraformationnels et même des olistholites de plusieurs mètres-cubes.

Ce bassin externe évolue lentement vers le S en une zone vraisemblablement un peu plus profonde où les venues gréseuses diminuent au fur et

à mesure que l'on s'éloigne du rivage.

Immédiatement au S du domaine prébétique interne, vient celui de l'unité subbétique de los Rameles dont la série crétacée présente beaucoup de caractères communs avec celle de la Puerta.

Plus au S, l'éloignement des côtes est tel que la sédimentation est essentiellement marneuse, dans le domaine de l'unité de la Loma de Solana. La série crétacée de cette dernière dont le maximum de développement atteint 1000m d'épaisseur est remarquable à plusieurs titres :

- . sur le bord méridional du synclinal de la Loma de Solana, on relève une réduction considérable de l'épaisseur du Néocomien qui se présente en série condensée (15 m pour le Néocomien du S de la Sierra de Quipar). La condensation est maximale au niveau du Berriasien-Valanginien inférieur, étages exprimés dans le "hard-ground" situé au toit du Tithonique. Il faut en outre noter, sur les bords septentrionaux de ce synclinal, la présence de blocs exotiques jurassiques dans les marnes berriasienes.

- . d'importants phénomènes de "slumping" affectent la série au niveau du Valanginien supérieur et du Cénomaniien inférieur.

- . les seuls niveaux sableux se rencontrent au niveau du Barrémien supérieur-Aptien. Ils correspondent aux venues maximales détritiques dans les unités plus externes.

- . au niveau du Turonien, très localement (Barranco de la Puerta), on observe quelques petits niveaux conglomératiques intraformationnels avec toutefois des débris d'Orbitolines qui, rappelons le, n'ont été décelés que dans la série intermédiaire de la Puerta et doivent donc en provenir.

Tout au long du Crétacé, le bassin a donc subi les influences lointaines des arrivées détritiques massives décelables dans les unités septentrionales.

L'évolution méridionale des séries crétacées se banalise dès le domaine de l'unité de Burete. Seulement au niveau du Subbétique médian et au Berriasien, on trouve la trace de remaniement des calcaires tithoniques,

fait courant dans l'unité de la Loma de Solana plus au N.

Durant tout le Crétacé, les Subbétiques médian et interne sont le siège d'une sédimentation marneuse. On décèle simplement des faciès un peu plus calcaires au niveau du Subbétique médian.

Nous avons examiné dans le paragraphe précédent les liens stratigraphiques existant entre le Subbétique et le Bétique de Malaga. Dans ce dernier domaine, le Néocomien n'a pas été défini paléontologiquement mais nous lui attribuons une série de calcaires à silex ou de calcaires marno-gréseux à silex, située entre le Tithonique et l'Albien.

L'Albien, qui remplit des fissures karstiques au toit du présumé Néocomien ou du Tithonique, est très glauconieux, gréseux ou sous forme de marnes très vertes.

A cet épisode très néritique succède en continuité une série condensée de calcaires où tous les étages du Crétacé doivent être représentés.

Au S donc du très vaste bassin crétacé du Subbétique, se placerait une ride caractérisée par un type de sédimentation condensée, en eau peu profonde, mais apparemment continue.

CHAPITRE V

EOCENE

CHAPITRE V

L' E O C E N E

1. <u>INTRODUCTION - GENERALITES-HISTORIQUE</u>	236
2. <u>EOCENE DU DOMAINE PREBETIQUE S.S.</u>	238
3. <u>EOCENE DE LA SERIE INTERMEDIAIRE DE LA PUERTA : PREBETIQUE INTERNE</u>	244
4. <u>EOCENE DU SUBBETIQUE EXTERNE</u>	250
A. EOCENE DE L'UNITE DE LOS RAMELES	250
B. EOCENE DE L'UNITE DE LA LOMA DE SOLANA	259
C. EOCENE DE L'UNITE DE BURETE	260
D. COMPARAISONS DES SERIES EOCENES DU PREBETIQUE, DE LA ZONE INTERMEDIAIRE ET DU SUBBETIQUE EXTERNE	262
5. <u>EOCENE DU SUBBETIQUE INTERNE</u>	264
6. <u>EOCENE DE L'UNITE DEL CALVILLO</u>	273
7. <u>EOCENE DES MALAGUIDES</u>	276
A. EOCENE INFERIEUR ET MOYEN	277
B. EOCENE SUPERIEUR	294
C. CONCLUSIONS	299
D. COMPARAISONS AVEC LES SERIES SITUEES A L'W	300
8. <u>CONCLUSIONS GENERALES PALEOGEOGRAPHIQUES</u>	302

CHAPITRE V

L'EOCENE

I. INTRODUCTION, GENERALITES ET HISTORIQUE

A la fin des temps crétacés, la paléogéographie des différents domaines est bien ébauchée puisque l'on peut distinguer une série de bassins et de hauts fonds de l'extérieur à l'intérieur de la chaîne :

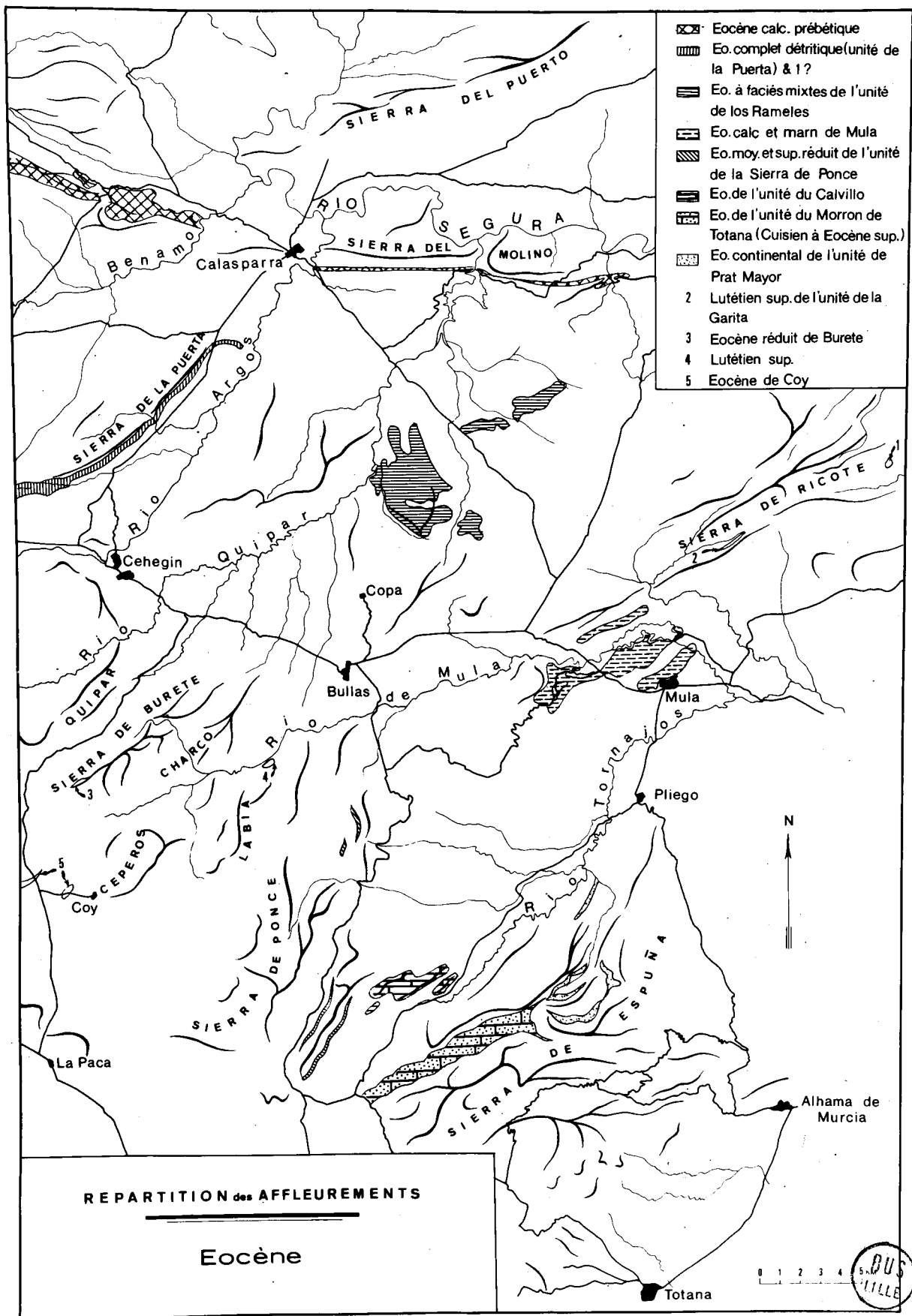
. le domaine subbétique dans son ensemble est le siège, à la fin du Crétacé, d'une sédimentation marneuse, pélagique où on ne trouve presque pas trace de détritiques. Seuls la partie interne du Subbétique externe et le Subbétique médian paraissent posséder un Crétacé un peu plus réduit en épaisseur et un peu plus calcaire. Peut-être assiste-t-on déjà, dans cette zone, à la remontée du fond marin qui sera affective à l'Eocène.

. Le domaine malagais, lui, est le siège d'une sédimentation condensée et lacuneuse en eaux peu profondes.

L'Eocène voit l'apparition des venues détritiques importantes en provenance de la Meseta au N et des zones internes s.l. au S. On assiste à une très grande diversification des différentes zones paléogéographiques, troublant ainsi l'apparente simplicité.

L'Eocène n'est représenté que dans l'autochtone, les parties les plus externes et les ^{plus} internes du Subbétique et dans le Bétique de Malaga où il est soit particulièrement bien développé (unité du Morron de Totana) soit réduit et continental (unité de Prat Mayor).

Les études stratigraphiques précises des niveaux éocènes rencontrés dans notre zone d'étude sont pratiquement inexistantes. Aux données générales de P. Fallot (1945) qui reconnut l'existence des séries éocènes du Prébétique interne et des unités de Mula et du Morron de Totana (cette dernière étant selon lui essentiellement lutétienne), s'ajoutent celles de M. Durand-Delga et J. Magné (1958) qui étudièrent en détail la composition des séries



éocènes du Prébétique de Moratalla (10 km au NW de notre région d'étude) et de l'unité de la Loma de Solana au S de Caravaca, donc à la limite occidentale de notre secteur.

De leur côté, N. et Y. Peire (1960) précisèrent l'existence de niveaux de l'Yprésien-Lutétien inférieur, à la base de l'Eocène de l'unité du Morron de Totana, dans la Sierra de Espuña.

Nous examinerons donc en détail les séries éocènes rencontrées du N vers le S (fig. 81)

Deux zones, fondamentalement opposées sur le plan tectonique, s'individualisent à l'Eocène :

1. la partie interne du Prébétique et la partie externe du Subbétique où la sédimentation est continue de l'Eocène inférieur à l'Eocène supérieur ;

2. la partie interne du Subbétique, le Bétique de Malaga et très vraisemblablement le reste des zones internes qui subissent les effets d'une phase tangentielle très importante à la fin de l'Eocène moyen. L'Auversien peut être considéré, dans cette zone, comme le premier terme post-tectonique (relatif) de cette partie de la chaîne. Il recouvre en transgression d'une part les unités du Bétique de Malaga au S et d'autre part le Subbétique interne au N.

2. EOCENE DU DOMAINE PREBETIQUE S.S.

A. Introduction

Alors que dans la région de Moratalla (Sierra de la Muela), c'est à-dire à quelques dizaines de kilomètres à l'W de notre secteur d'étude, l'Eocène prébétique est constitué d'une puissante série calcaire et gréseuse (M. Durand-Delga et J. Magné, 1958), il est peu représenté sur le méridien de Calasparra.

Il affleure pourtant, sur plusieurs kilomètres carrés dans deux zones distinctes :

- 1°) au NW de Calasparra, dans les Sierras del Collado de la Silla et de los Falcones ;
- 2°) d'W en E, au niveau du front de chevauchement du Subbétique sur le Prébétique, à partir de Calasparra.

Alors que dans le domaine subbétique, on observe le passage continu entre le Crétacé supérieur et l'Eocène (le Paléocène est, en effet, défini dans toutes les unités subbétiques septentrionales) on observe dans le domaine prébétique, une lacune importante entre Crétacé et Eocène moyen.

B. Eocène de la zone située au NW de Calasparra

1. Le massif del Collado de la Silla

Ce massif, orienté est-ouest, est situé à 10 km à l'WNW de Calasparra. Il est affecté d'accidents verticaux perturbant la disposition des couches ;

la partie sommitale du Collado est éocène. De la route de los Paradores au bassin miocène de Moratalla, on observe la coupe suivante (fig. 82) :

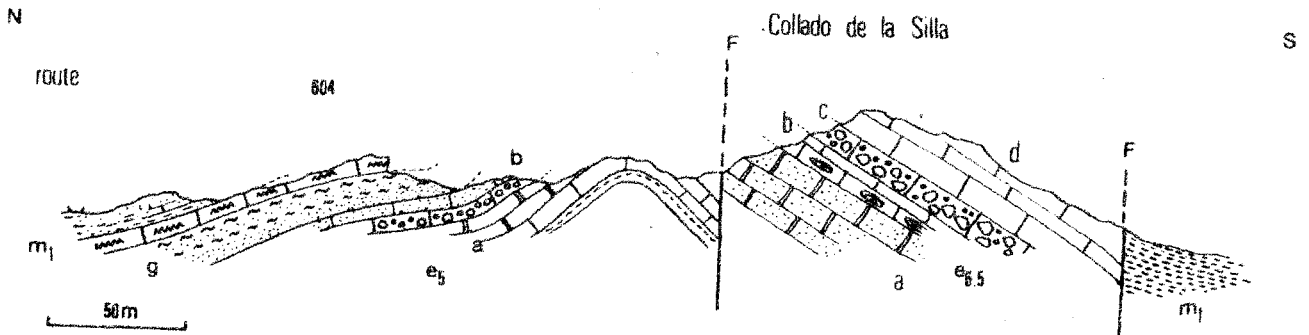


fig. 82 L'Eocène du massif de Collado de la Silla

m₁ : marnes blanches et niveaux gréseux à Pectinidés du Miocène inférieur ;
 g : marnes rouges de l'Oligocène
 e₅ : Lutétien avec a : calcaires à Nummulites alternant avec des marnes vertes
 b : conglomérat calcaire et calcaires gréseux ;
 e_{6.5} : Lutétien et base de l'Eocène supérieur : avec a : calcaires gréseux à Alvéolines ; b : calcaires à Alvéolines ; c : conglomérat ; d : calcaires compacts blancs.

L'Eocène du Collado de la Silla est haché d'accidents verticaux. Sous les termes rouges continentaux de l'Oligocène, on distingue une série assez épaisse de calcaires à Nummulites et de niveaux conglomératiques ou gréseux.

Dans la série lutétienne, on relève de bas en haut :

1) des calcaires, alternant avec des marnes vertes : les calcaires montrent en lame mince Nummulites aturicus Joly et Leym : Alvéolines, Gypsinidés et Miliolites. Il s'agirait de Lutétien supérieur ;

2) des calcaires compacts, à grains de quartz et à passées conglomératiques ayant donné une médiocre microfaune, avec des Alvéolines, des Gypsinidés et des Miliolites, pouvant indiquer le Lutétien très supérieur.

La partie méridionale du Collado de la Silla est essentiellement formée de calcaires compacts à Algues. Il s'agirait de la partie sommitale du Lutétien et peut-être même de la base de l'Eocène supérieur ?

2. Le massif de los Falcones

Ce massif, prolongement oriental du Collado de la Silla, présente des termes plus élevés que l'Eocène. Un jeu de failles obliques par rapport aux accidents est-ouest qui hachent le Prébétique, a permis l'affaissement relatif de los Falcones par rapport au Collado de la Silla.

Du N vers le S, on observe deux compartiments à pendage opposé, séparés par une faille (F) verticale (fig. 83).

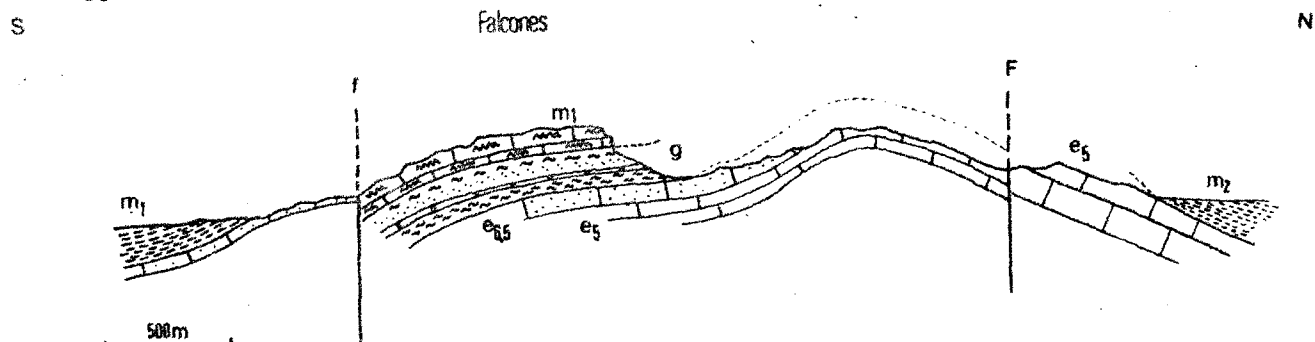


fig. 83 L'Eocene du massif de los Falcones

m1 : 15 m de calcaires à Algues suivis de marnes blanches du Miocène inférieur ;

g : marnes rouges continentales de l'Oligocène.

e_{6.5} : calcaires gréseux à Alvéolines ; e₅ : Lutétien avec a : calcaires à grandes Nummulites et b : calcaires à Algues et Nummulites.

m₂ : marnes blanches du Tortonien légèrement gréseuses.

Cette coupe montre une série calcaire du Lutétien supérieur constituée, de bas en haut par :

e₅ a. des calcaires ayant fourni :

Assilina exponens Sow.

Nummulites millecaput Boubée

N. aturicus Joly et Leym.

Alvéolines, Discocyclines, Miliolites et Algues,

e_{5b}. des calcaires à Algues et grandes Nummulites avec :

Nummulites aturicus Joly et Leym.

Alvéolines, Gypsinidés et Miliolites,

e_{6.5}. des calcaires gréseux à Alvéolines, suivis de calcaires gréseux rouges. Dans ces calcaires, les Alvéolines sont à l'état de débris et les Gypsinidés abondent. Il est probable qu'il s'agit là de la partie terminale du Lutétien supérieur ou même d'Eocène supérieur (?).

C. L'Eocène prébétique à l'E de Calasparra

Les termes éocènes prébétiques que l'on peut définir au front du Subbétique sont les mêmes que ceux rencontrés au NW de Calasparra : calcaires (chargés ou non en quartz, conglomératiques ou non) du Lutétien supérieur, le plus souvent.

Nous effectuerons plusieurs coupes dans cette zone frontale du chevauchement subbétique, le long du versant méridional de la Sierra del Molino.

1. Coupe du Cortijo del Llano

Cette coupe a déjà été figurée lors de l'étude du Trias (fig.19 p58). Elle intéresse le flanc sud, légèrement renversé et faillé, de l'anticlinal de la Sierra del Molino.

L'Eocène que l'on met en évidence au pied méridional de la Sierra, directement au contact au Trias subbétique chevauchant est séparé des dolomies du Crétacé supérieur par un accident vertical F.

Bien que de faible épaisseur, l'Eocène se suit très bien. Il comporte de bas en haut :

a. une série gréseuse, peu épaisse (15 à 20 m), de sables et de grès roux alternant avec des marnes rouges et vertes ; peut-être s'agit-il de l'Ypresio-Lutétien inférieur.

b. des calcaires (10m) à Nummulites, Assilines et Discocyclines du Lutétien ;

c. quelques mètres de marnes vertes et de grès calcaireux blancs.

2. Coupe du flanc nord de l'Almorchón

15 km à l'E de la coupe précédente, dans la dépression qui sépare le relief abrupt de l'Almorchón (Subbétique charrié) de la prolongation de la Sierra del Molino (Prébétique autochtone), on observe un ensemble de marnes vertes, de grès calcaireux blancs et de calcaires à Nummulites riches en quartz. Ces derniers nous ont fourni en lame mince :

Nummulites aturicus Joly et Leym.

Orbitolites sp.

Alvéolines et Assilines

indiquant le Lutétien supérieur.

3. Coupe de l'Eocène du ravin del Gargantón

Nous avons vu, dans le Chapitre concernant le Crétacé, que le ravin del Gargantón entaille profondément le front du Subbétique (coupes de la fig. 124). A quelques dizaines de mètres au N du Trias subbétique, on relève deux écailles d'Eocène et d'Oligocène appartenant au Prébétique. Synthétiquement, on observe de bas en haut :

1. des calcaires à Algues et des calcaires gréseux à grandes Nummulites avec Discocyclus marthae (Schlumb.)

Fabiania sp.

Nummulites sp.

indiquant le Lutétien supérieur ;

2. des calcaires blancs à Alvéolines avec

Alveolina cf. elongata d'Orb.

Orbitolites cf. complanatus Lk

Fabiania sp.

Gypsinidae

Arénacés et Miliolites

indiquant le Lutétien supérieur.

Au toit de ces calcaires, on observe 1 m de calcaires noduleux blancs de l'Eocène supérieur (?), teintés irrégulièrement par de l'oxyde de fer, dont le toit constitue une magnifique surface karstique, surmontée de l'Oligocène continental.

D. Conclusions

Quelques kilomètres à l'W de la partie prébétique de notre secteur d'étude, la série éocène a été étudiée en détail par P. Fallot (1945) ainsi que par M. Durand-Delga et J. Magné (1958) puis par L. Hottinger (196). Le Lutétien puissant repose directement, en discordance, sur les dolomies crétacées. Il comporte 300 m au moins de calcaires à Nummulites avec de très nombreuses intercalations gréseuses et conglomératiques.

Au toit du Lutétien, apparaissent des calcaires à sections d'Echinides et des calcaires marno-gréseux. P. Fallot (1945, p. 83 et 84) n'indique pas d'âge pour ces deux termes mais nous pensons qu'il peut s'agir du Lutétien supérieur et de l'Eocène supérieur. Nous verrons, en effet, dans la série intermédiaire de la Puerta, c'est-à-dire dans le Prébétique interne, que l'Eocène supérieur est précisément représenté par 5 m de calcaires à Algues contenant de nombreux Echinolampas.

Quoi qu'il en soit, la série prébétique, à l'W de Calasparra, est caractérisée par la transgressivité du Lutétien calcaire (détritique et néritique) sur le Crétacé dolomitique et par la présence probable de l'Eocène supérieur.

De part et d'autre de Calasparra, l'Eocène prébétique est beaucoup moins épais que plus à l'W. Eocène inférieur et supérieur ne sont pas caractérisés paléontologiquement. Souvent le Lutétien très supérieur repose directement sur le Crétacé supérieur.

3. EOCENE DU PREBETIQUE INTERNE

5 à 10 km au S de Calasparra, le Prébétique, renversé, montre une série éocène dans la Sierra de la Puerta.

A. Coupe du Barranco de la Puerta

Aucune coupe stratigraphique ne peut être relevée d'une manière continue de l'Eocène inférieur à l'Eocène supérieur. Il faut aller, de point en point, au fond de petits ravins de 1 à 2 m de profondeur qui entament les alluvions. La succession la plus claire s'observe à l'W des km 7 à 9 de la route Caravaca-Calasparra, dans les différents ravins qui coulent du NW vers le SE (fig. 84).

A la suite de calcaires légèrement marno-gréseux, roux, se délitant en dalles et alternant avec des marnes gréseuses verdâtres du Danien, viennent les niveaux suivants :

1. des marnes vertes, à galets de calcaires finement gréseux maestrichtiens, alternant avec des sables roux et des grès en plaquettes. Les éléments maestrichtiens peuvent atteindre plusieurs mètres-cubes.

Les marnes révèlent une microfaune du Paléocène supérieur (*):

Globorotalia pseudomenardii Bolli
Gl. velascoensis (Cush.)
Gl. acqua Cush. et Renz
Gl. cf. acuta Toulmin
Gl. gr. formosa
Gl. cf. quetra
Globigerina triloculinoides Plummer
G. triangularis White
G. soldadoensis Bronn.
Anomalina sp.

Un horizon de marnes de ce niveau (1) nous a fourni une microfaune du Sénonien supérieur, témoignant d'importants remaniements des couches terminales du Crétacé ;

2. 4 m d'une alternance de grès mal consolidés et de marnes vertes ;

(*) déterminations de M. J. Magné.

3. 1 m de sables ferrugineux consolidés ;

Ces deux niveaux n'ont pas révélé de microfaune. Peut-être s'agit-il encore du Paléocène supérieur ?

4. une alternance de sables consolidés et de marnes vertes plus ou moins micacées à galets ;

La partie inférieure des marnes vertes du niveau (4) nous a fourni une abondante microfaune paléocène avec (*) :

Globorotalia quetra
Gl. brodermanni Cush. et Berm.
Gl. elongata
Gl. gr. formosa
Gl. cf. aspensis (Colom)
Globigerina triangularis White
G. cf. gravelli Bronn.
G. gr. soldadoensis Bronn.
Allomorphina sp.
Neorotalia sp.

La partie supérieure du niveau (4) contient quelques niveaux calcaires et n'appartient plus au Paléocène mais à l'Yprésien par (* *) :

Globorotalia rex Martin
G. wilcoxensis Cushman et Ponton
Globigerina linapertura Finlay
G. triangularis White
Cassidulina globosa Hantk.
Pullenia quinqueloba Reuss
Bulimina affinis Orb.

5. 100 m au moins de sables blancs ou jaunes, plus ou moins consolidés de l'Yprésien ;

6. 20 à 30 m d'une alternance de marnes sableuses micacées et de calcaires gris finement gréseux et contenant des quartz ronds ;

Les bancs calcaires ont fourni (o) :

Nummulites aquitanicus Benoist
N. gr. partschi, Nummulites granulées

(*) déterminations de M.J. Magné.

(* *) renseignements aimablement communiqués par la Sociedad Española de Petroleo Exploracion que nous remercions vivement.

(o) déterminations de M.L. Hottinger.

Discocyclines et Assilines

Eoruppertia sp. et Operculines

indiquant l'Yprésien supérieur - Lutétien inférieur ;

7. une série de calcaires à grandes Nummulites (5m) auxquelles font suite 2 m de marnes grises, puis 10 m de calcaires gréseux gris plus ou moins noduleux ; ce niveau contient, en abondance :

Nummulites millecaput Boubée (TF)

N. cf. crassus Boubée Discocyclines

N. cf. lorioli Actinocyclines

Assilina spira Rois. Alvéolines

Orbitolites sp. Eoruppertia sp.

marquant le Lutétien s.l.

8. quelques mètres de sables et de grès jaunes ainsi que de marnes blanches ;

9. 5 à 6 m de calcaires compacts à Nummulites ;

10. quelques mètres d'une alternance de marnes blanches et de calcaires gréseux ;

Ces deux niveaux appartiennent au Lutétien supérieur par :

Alveolina aff. bousei Defrance

"Miscellanca" sp.

Discocyclines

Actinocyclines

Nummulites sp.

Gypsina globulus Reuss

Miliolites

Dentalium sp.

= Echinidés et Rotalidés.

11. 4 à 5 m de calcaires blancs graveleux à Algues, contenant à leur sommet de nombreux tests d'Oursins (Echinolampas). En lame mince, ils montrent :

"Neo-alveolina" sp.

Discocyclines et Actinocyclines

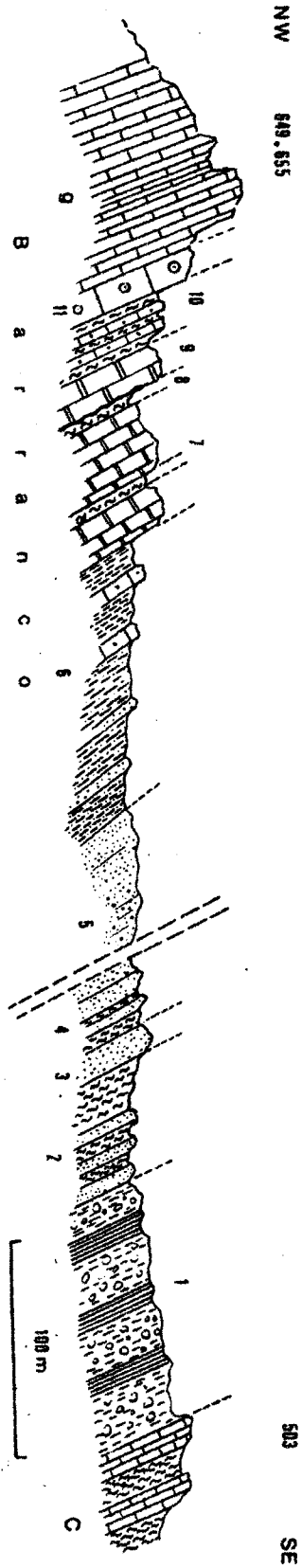
Heterostegina involutus

Gypsina globulus Reuss

Halkyardia sp.

Fig. 84 Coupe de l'Eocène de la série intermédiaire de la Puerta : le Barranco de la Puerta

c : Crétacé ; 1 à 11 : Eocène ; g : Oligocène.



Eorupertia sp.

marquant l'Eocène supérieur (X)

Sur ces calcaires, (11) viennent les calcaires oligocènes. Cette série éocène (1 à 11) est inégalement riche en faune. En effet, les niveaux sableux ou détritiques sont très fréquents. Néanmoins, on peut soupçonner l'existence d'une sédimentation continue de l'Eocène inférieur à l'Eocène supérieur.

B. Evolution vers le SW de la coupe de la Puerta

1) Coupe de la Casa de la Puerta (fig. 85)

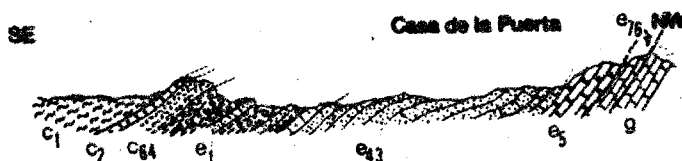


fig. 85 Coupe de la Casa de la Puerta

c_1 : Albien ; c_2 : Cénomaniens ; $c_{6,4}$: "couches rouges" du Crétacé supérieur ;
 e_1 : Paléocène ; $e_{4,3}$: Eocène inférieur ; e_5 : Lutétien ; $e_{7,6}$: Eocène supérieur ; g : Oligocène.

Les couches sont plus renversées encore qu'au niveau de la coupe de la fig. . Elles ont un pendage de 20°-25° S et ont donc subi un changement de direction identique à celui du front de chevauchement, qui, de NNE-SSW, devient à peu près E-W entre Caravace et Cehegin.

En contact direct sur des couches rouges à Globotruncana très tectonisées ($c_{6,4}$), reposent directement des niveaux de marnes vertes à galets (e_1), paléocènes. Il y a apparemment disparition des niveaux maestrichtiens et "daniens" représentés par 50 m de calcaires et de marnes plus au N. S'agit-il d'un étirement d'origine tectonique ou d'une transgression du Paléocène ? Nous pensons que la première solution, d'ordre tectonique, est la plus raisonnable.

Les calcaires intercalés dans les marnes à galets ont fourni :

Discocyclus aff. seunesi Douv.

Distichoplax biserialis (Dietrich)

Bryozoaires, Lithothamniées et Globigérines, indiquant le Paléocène supérieur.

(X) déterminations de M.L. Hottinger.

Sur le Paléocène, viennent quelques mètres de calcaires marno-gréseux yprésiens, suivis d'une série de sables consolidés, de conglomérats à quartz et de galets de quartzites ($e_{4,3}$) de l'Yprésien également. A cette série gréseuse, succèdent des calcaires (e_5) ayant donné la microfaune suivante :

Nummulites aturicus Joly et Leym.

Discocyclina sella d'Archiac

Fabiania sp.

Gypsinidae

Alvéolines

indiquant le Lutétien supérieur

Viennent ensuite les calcaires blancs de l'Eocène supérieur (?). Le Lutétien supérieur paraît donc reposer directement sur la série gréseuse yprésienne. Il se pourrait qu'il soit directement transgressif ; dans le domaine prébétique et dans de nombreux autres points de la chaîne, le Lutétien supérieur est, en effet, généralement transgressif.

2) La seconde coupe intéresse la partie la plus méridionale de la Sierra de la Puerta

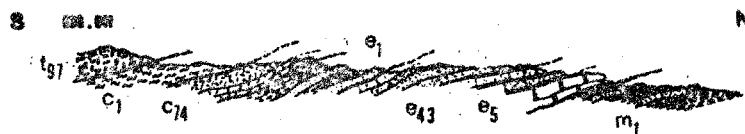


fig. 86 L'Eocène de la partie méridionale de la Sierra de la Puerta.

$t_{9,7}$: Trias subbétique ; c_1 : Albien ; $c_{7,4}$: Crétacé supérieur ;
 e_1 : Paléocène ; $e_{4,3}$: Yprésien ; e_5 : Lutétien ; m_1 : Miocène inférieur.

Au km 77 de la route Caravaca-Murcie débute un chemin du service des Eaux du Taibilla. Cette route se dirige vers le N et franchit, à 3 km de la route, le front de chevauchement du Trias subbétique.

La série éocène dans cette zone est totalement renversée. On observe la succession stratigraphique suivante :

e_1 . une série de marnes vertes du Paléocène ;

$e_{4,3}$. un ensemble de sables en bancs peu consolidés, avec des conglomérats à quartz (Yprésien) ;

e₅⁴. des marnes verdâtres et rougeâtres alternant avec des petits bancs de calcaires roux à débris : Yprésien supérieur-Lutétien inférieur ;

e₅. des calcaires compacts à :

Discocyclina sella (d'Arch.)

Nummulites,

Nombreux Gypsinidés du Lutétien supérieur ;

C. Conclusions sur l'Eocène de la série de la Puerta

Directement sur le terme le plus élevé du Crétacé supérieur, viennent des couches marneuses alternant avec des bancs de calcaires à débris du "Danien". Sur ce "Danien", repose une série de marnes à galets maestrichtiens, vertes, du Paléocène. Viennent ensuite les couches marneuses et gréseuses de l'Yprésien inférieur.

Dans la partie haute du Barranco del Moro (fig. 63), le Paléocène, formé de marnes vertes puissantes présentant des phénomènes de slumping très importants, repose directement sur les couches rouges du Campanien. Les calcaires du Maestrichtien se retrouvent en galets et en bancs éboulés dans les marnes vertes du Paléocène. Le Paléocène peut donc être considéré, par place, comme transgressif ; la fin du Crétacé est vraisemblablement marquée par des mouvements tectoniques, assez importants pour expliquer la présence, dans les marnes paléocènes, de blocs très volumineux de calcaires du Maestrichtien.

A ces faciès mi-marneux mi-sableux succède un épisode puissant, uniquement formé de sables et de grès de l'Yprésien. La sédimentation, quoique toujours très détritique, redevient calcaire au niveau de l'Yprésien supérieur-Lutétien inférieur. Le Lutétien à grandes Nummulites est peu épais et de faciès toujours très détritique. Le Lutétien supérieur, calcaire et marno-gréseux, paraît transgressif en certains points de la série de la Puerta. L'Eocène supérieur est peu épais, récifal, sous forme de calcaire à Algues et Oursins.

4. EOCENE DU SUBBETIQUE EXTERNE

A. EOCENE DE L'UNITE DE LOS RAMELES

1. Introduction

La série éocène de l'unité de los Rameles présente un grand intérêt sur le plan paléogéographique car elle appartient à l'unité la plus septentrionale du Subbétique.

Dans cette unité, ce sont les dolomies liasiques qui, au N du massif de los Cambrones, reposent sur le Trias de la zone de la Fuente Farin. Vers le front de la nappe, au S de la Sierra del Molino, par contre, ce sont essentiellement les termes du Crétacé qui sont au contact des marnes triasiques. A l'W du Rio Quipar, enfin, au N du village de la Copa, on observe très souvent l'Eocène directement sur le Trias. Dans l'unité de los Rameles, les

étirements tectoniques sont donc des phénomènes majeurs et sont associés à des glissements différentiels : les termes plus marneux du Crétacé et de l'Eocène se sont désolidarisés de leur substratum calcaire dans leur déplacement vers le N. Rappelons brièvement la nature des termes éocènes appartenant aux domaines situés paléogéographiquement au N de celui de l'unité de los Rameles.

Située paléogéographiquement entre la série de la Puerta et l'unité de la Loma de Solana, l'unité de los Rameles est caractérisée, à l'Eocène, par des faciès mixtes : marnes, sables, grès et calcaires alternement de l'Eocène inférieur à l'Eocène supérieur.

2. Partie septentrionale de l'unité de los Rameles

A. Coupe du Morron Blanco

Au S du Pantano de Quipar, à quelques kilomètres du front de chevauchement du Subbétique sur le Prébétique, les termes crétacés et éocènes de l'unité de los Rameles ont un pendage sud régulier et offrent de belles coupes. Les calcaires et les grès de l'Eocène moyen déterminent une ligne de crête est-ouest et appelée Morron Blanco.

Nous étudierons les principaux faciès éocènes rencontrés dans la coupe du Morron Blanco (fig. 87). Du N vers le S et de bas en haut, on observe:

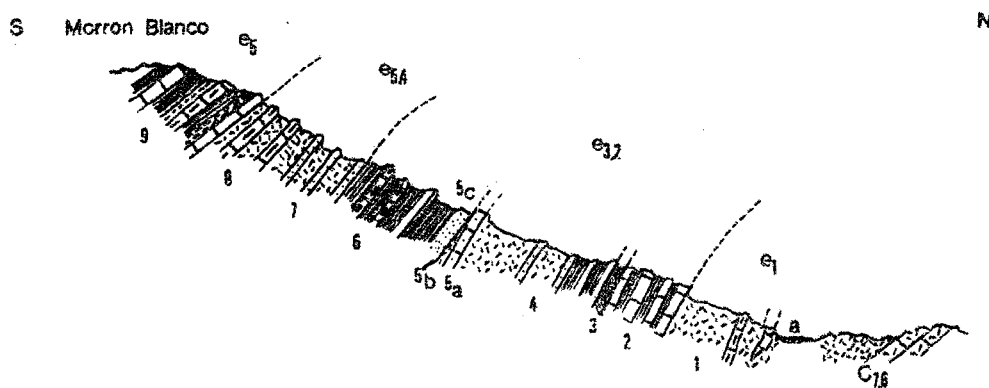


fig. 87 L'Eocène de l'unité de los Rameles : coupe du Morron Blanco

C_{7,6}: "couches rouges" du Crétacé supérieur; e₁: Paléocène; e_{3,2}: Eocène inférieur; e_{5,4}: Yprésio-Lutétien inférieur; e₅: Lutétien; a : alluvions

1. 15m de marnes gris-vert contenant quelques niveaux de grès calcaireux gris-ocre;
2. 10m d'une alternance rythmique de calcaires légèrement marneux, gris, de marnes et de grès calcaireux. En lame mince, les calcaires se révèlent être formés de microlites calcaires à Globigérines et Globorotalidés et de microlites formés par l'accumulation de débris de Nummulites et de Discocyclines (petites

Nummulites et Discocyclina cf. seunesi). Malgré son remaniement, cette faune, associée à une assez pauvre microfaune pélagique, indique l'Eocène inférieur s.l.;

3. 1m de marnes calcaires de teinte rouge-saumon;

4. 30m de marnes vertes alternant avec des calcaires marneux gris-vert. Les niveaux 3 et 4 représentent encore l'Eocène inférieur;

5a. 3m de calcaires gréseux gris à petites Nummulites;

5b. 2m de marnes vertes;

5c. 3m de grès argileux gris, avec nodules d'oxyde de fer. Ces grès ont fourni Distichoplax biserialis Dietrich et Discocyclina seunesi DouV. indiquant le Paléocène supérieur-Yprésien. Les marnes 5b ont fourni, elles, une microfaune de l'Eocène inférieur;

6. 25m d'une alternance rythmique de marnes blanches grumeleuses, de calcaires marneux blancs, de grès calcareux révélant des figures de courant et de calcaires uniquement formés de grands Foraminifères. Les calcaires (microbréchiques) présentent des "nodules" incomplètement silicifiés. En lame mince, ce sont des calcaires à rares Globigérines, Globorotalidés et Radiolaires. Ce type de microfaciès alterne avec des microlits uniquement formés de Nummulites et de Discocyclines remaniées. Les calcaires à Grands Foraminifères sont remarquables car toutes les formes sont légèrement usées ou brisées. Etant donné la présence d'un tri qui s'est effectué suivant la taille des grands Foraminifères nous pensons qu'il s'agit d'une "turbidite" à Nummulites résultat du transport d'un matériel détritique uniquement formé de Nummulites et de Discocyclines. Les mélanges de formes est faible. On peut encore avancer un âge Eocène inférieur pour ces formations;

7. 20m d'une alternance rythmique de marnes vertes et de grès calcareux roux;

8. 20m d'une alternance rythmique de calcaires marneux blancs, de grès calcareux et de calcaires microbréchiques : en lame mince, ces derniers révèlent, outre des débris de petites Nummulites, des fragments de Discocyclines et d'E-

chinodermes. Certains lits sont à pâte fine et révèlent quelques Globigérines et et des Globorotalidés.

Les marnes révèlent, elles, une microfaune de l'Yprésien -Lutétien inférieur;

9. 50m au moins d'une alternance rythmique de grès roux, de marnes vertes, de calcaires marneux blancs et de calcaires uniquement formés de Nummulites remaniées. Le microfaciès de ces calcaires est typique: des microlits de Nummulites, de Discocyclines et d'Alvéolines remaniées alternent avec des microlits à pâte fine contenant quelques Globigérines et Globorotalidés. Ce niveau 9 représente le Lutétien (inférieur vraisemblablement).

b. Coupe du massif de los Rameles (fig. 88)

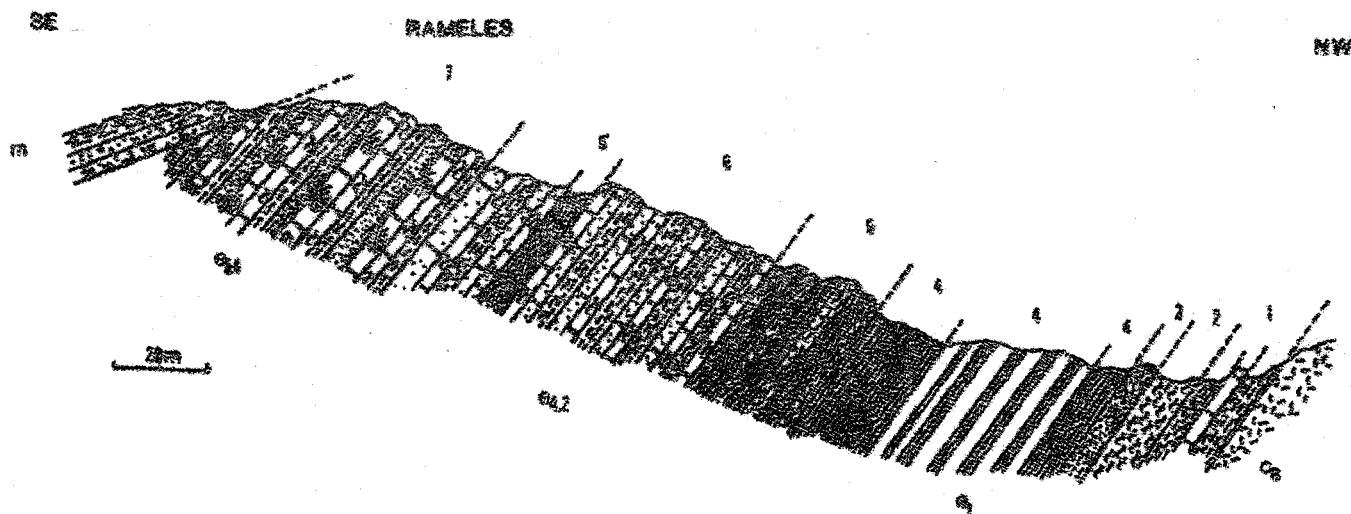


fig. 88 L'Eocène de l'unité de los Rameles : coupe de los Rameles

C_s: "couches rouges" du Crétacé supérieur; e₁: Paléocène; e_{4,2}: Yprésien
e_{5,4}: Yprésien-Lutétien inférieur; m₂: Vindobonien.

Une coupe remarquable du Paléocène et de l'Eocène inférieur de l'unité de los Rameles est observable dans le massif de los Rameles Lui-même.

Un chemin débutant au km 9,1 de la route Calasparra-Mula se dirige vers le NE pour atteindre 1000m plus loin, un ravin de direction SSE-NNW au pied du sommet Rameles (395).

On peut y observer le contact entre les séries crétacées et paléocènes. Sur des "couches rouges" du Crétacé supérieur très élevé (Maestrichtien), on relève de bas en haut (fig.88) :

1. 10m de marnes grises contenant quelques niveaux de calcaires légèrement argileux, gris-blanc;
2. 5m de marnes rouges;
3. 3 à 4m de grès;
4. un ensemble assez puissant (50m) fait d'abord de marnes gris-vert (4a) puis d'une alternance de marnes et de calcaires marneux (4b) et enfin de nouveau de marnes gris-vert (4c);
5. 15m d'une alternance très régulière d'argiles sableuses varvaires et de grès à stratification entrecroisée;
6. 30m d'une alternance rythmique de calcaire légèrement marneux blancs, de calcaires à débris et de grès calcareux gris. Cette série révèle quelques horizons bréchiques à petites Nummulites; A une dizaine de mètres du sommet de cette formation, s'intercale un banc de 1m d'épaisseur de marnes rouge-saumon;
7. terminant cette série et formant la partie occidentale du chaînon de los Rameles, 30 à 40m d'une alternance rythmique de marnes, de grès granoclassés, de calcaires marneux et de calcaires du type "turbidites" à Nummulites.

Le Paléocène supérieur est représenté par^{la} série marneuse 1 à 4. Notons dès à présent son épaisseur importante (100m) et la similitude de ses faciès avec le Paléocène (fig.90, p.259) de l'unité de la Loma de Solana en position plus méridionale. Alors que dans le Prébétique méridional (fig.84) le Paléocène est conglomératique et gréseux, seul l'horizon 3 de cette coupe est riche en quartz détritiques.

Le niveau 5. présente, lui, des caractéristiques sédimentologiques particulières. Les argiles en lits d'une dizaine de centimètres sont varvaires et sur l'épaisseur du lit, on dénombre plus de dix varves alternativement grises et noires. L'origine marine de cette formation est indubitable étant donné la présence d'une microfaune essentiellement benthonique (Eocène inférieur). L'origine des bancs gréseux est plus troublante car ils présentent une stratification entrecroisée. On peut situer un tel faciès dans la zone très littorale, voire la zone de balancement des marées. A une sédimentation gréseuse, fait suite, de manière rythmique, une sédimentation d'argilites varvaires traduisant une variation périodique (d'origine climatique ?) des apports argileux.

Ces horizons très néritiques correspondrait à l'épisode uniquement sableux de l'Yprésien inférieur (niveau 5, fig. 84) de la partie méridionale du Prébétique, située paléogéographiquement un peu plus au N du domaine de l'unité de los Rameles.

La série 6 représente l'Yprésien -Lutétien inférieur et la série 7 le Lutétien inférieur.

Sur la coupe située immédiatement au NE de los Rameles, la série éocène observable s'arrête au Lutétien inférieur. Les molasses vindoboniennes à Ostrea crassissima recouvrent, en effet, en discordance nette, les couches redressées de l'Eocène.

Plus à l'E, et toujours sous un faciès identique à celui du Lutétien inférieur, on relève la présence :

Remarque: Lors d'une tournée commune, effectuée en été 1967, avec M.J.M. Fontbote, nous avons pu comparer et remarquer la similitude frappante entre les niveaux yprésiens et lutétiens de l'Eocène de l'unité de los Rameles et le flysch éocène mis en évidence par Mme Garcia Dueñas, au N de Grenade (NE d'Iznalloz, sur la route C 325). Ce flysch appartiendrait à un Subbétique marneux très interne alors que l'unité de los Rameles, dans l'Ouest de la Province de Murcie, représente un Subbétique très externe, évolution méridionale des faciès du Prébétique de la Sierra de la Puerta.

e₅. une alternance de calcaires à Nummulites, de grès et de marnes vertes.

Sur 50 m au moins, on note une microfaune du Lutétien s.l avec :

Sphaerogypsines, Assilines, Alvéolines

Gypsinidés, Discocyclines

Le sommet de cette formation a fourni :

Assilina exponens (Sow.)

Alveolina sp.

Discocyclina sella (d'Archiac)

D. douvillei (Schlumb.)

Nummulites aturicus Joly et Leym.

Gypsina sp.

indiquant le Lutétien supérieur.

3. Partie méridionale de l'unité de los Rameles

Il faut aller au S de l'unité de los Rameles pour atteindre des niveaux plus élevés que le Lutétien.

Au N du village de La Copa, et à l'W de la route Calasparra-Mula, une série calcaire et marneuse, essentiellement de l'Eocène supérieur, repose, par l'intermédiaire du Crétacé supérieur, sur des marnes bigarrées à gypse du Keuper.

Cette zone est traversée par un nouveau chemin carrossable, partant la région de La Copa pour rejoindre la route Calasparra-Mula, au niveau du km . La coupe que nous décrirons est essentiellement faite au N de ce chemin, sur le méridien de la Casa de Zambrana.

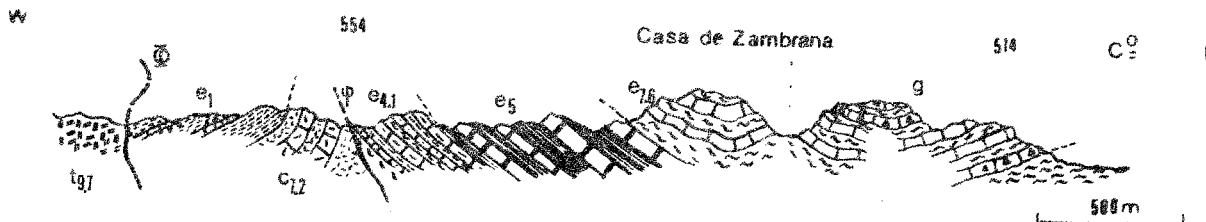


fig. 89 Coupe de la zone de Zambrana (partie méridionale de l'unité de los Rameles (commentaires dans le texte).

e_{4.1}. une série de calcaires marneux blancs et de grès roux, de marnes vertes et de calcaires à Foraminifères de l'Eocène inférieur. Cette série correspond exactement à celle définie à la base de la coupe de los Rameles.

e₅. la série précédente passe vers le haut à une alternance de calcaires (en bancs de 1m) et de marnes vertes (4 à 5 m). Les calcaires ont fourni la microfaune suivante :

Rotalia aff. viennoti Grieg

Discocyclus nummulitica (Gümbel)

D. douvillei (Schlumb.)

Actinocyclus sp.

Amphistégines

Nummulites

indiquant le Lutétien supérieur.

e_{7.6}. une série de marnes grises, de calcaires compacts gris, de calcaires à débris (Foraminifères et Polypiers) marquée à la base par des niveaux de calcaires bréchiques. En lame mince, les calcaires ont donné la microfaune suivante :

Débris de Nummulites et de Discocyclines

Sphaerogypsinae sp.

Miliolles, Arénacés et Polypiers

Fabiania sp. Chapmanina sp.

indiquant la présence de l'Auversien.

Les calcaires les plus élevés⁽²⁾ sont bréchiques et présentent de nombreux éléments remaniés de Crétacé inférieur, de Crétacé supérieur et d'Eocène.

En lame mince, on trouve :

Algues, Polypiers, très nombreuses Miliolles, des Microcodium

Asterigerina sp. Amphistégines

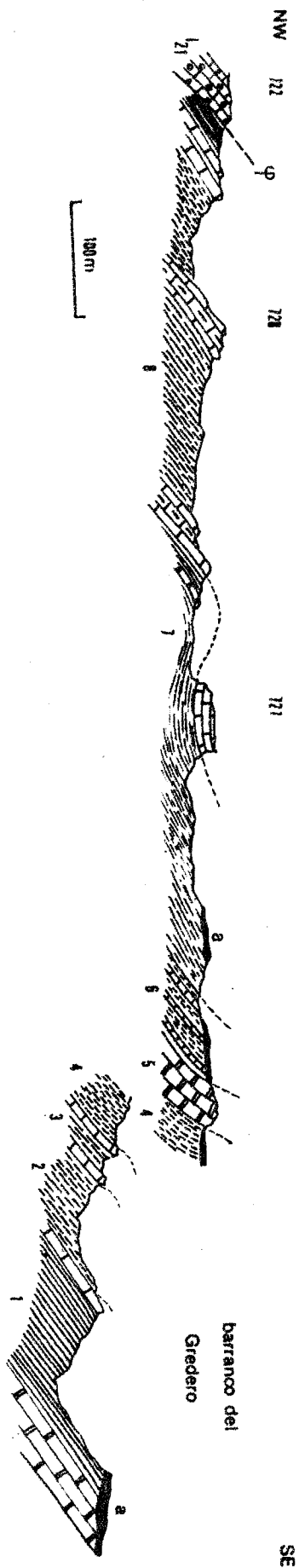
Chapmanina sp.

Nummulites cf. intermedius-fichteli

Peut-être s'agit-il d'Oligocène (inférieur?). L'absence de Lépidocyclines ne permet pas de trancher la question.

4. Conclusions

L'Eocène de l'unité de los Rameles est complet. Sur un Crétacé



supérieur marneux, vient un Paléocène, également marneux, avec intercalations calcaires et gréseuses.

L'Yprésien et le Lutétien sont caractérisés par l'association rythmique de calcaires, de marnes et de grès.

L'Eocène supérieur est marneux avec des intercalations calcaires et présente, dans sa partie supérieure, des faciès conglomératiques.

La série éocène de los Rameles présente donc des faciès mixtes effectuant le lien entre la série de la Puerta au N et l'unité de la Loma de Solana au S.

B. EOCENE DE L'UNITE DE LA LOMA DE SOLANA

La partie de l'unité de la Loma de Solana affleurant dans notre secteur d'étude ne comporte pas de terrains éocènes. Mais le synclinal de la Loma de Solana s'enrichit plus à l'W, au S de Caravaca, de marnes éocènes et oligocènes.

Cette série nummulitique a été décrite en détail par M. Durand-Delga et J. Magné (1958). Nous résumerons donc ici les résultats auxquels sont parvenus ces auteurs : la coupe permettant d'établir la succession des différents niveaux se situe dans le Barranco del Gredero débutant à un peu moins de 500 m au N du cimetière de Caravaca, sur la route Caravaca-La Puebla de Don Fadrique (fig. 90).

Sur les marnes gris-verdâtre et grises du Maestrichtien (1) repose une épaisse série de marnes qui se divise en :

Fig. 90 Coupe du Nummulitique de l'unité de la Loma de Solana d'après M. Durand-Delga et J. Magné (1958). Commentaires dans le texte.

2. 15 m de marnes grises du "Danien" ;
3. des marnes alternativement rouges et grises avec petits lits de marno-calcaires blancs du "Danien" ;
4. 25 m de marnes grises du Paléocène ;
5. 15 m de calcaires blanchâtres de l'Yprésien ;
6. 40 m de marnes rouge-brique ou blanchâtres et de marno-calcaires blancs ou roses de l'Yprésien-Lutétien inférieur ;
7. 200 m de marnes blanchâtres à horizons plus calcareux : Lutétien supérieur-Bartonien ;
8. des marnes oligocènes.

Cette série essentiellement marneuse a fourni une microfaune très abondante, très riche en plancton et pauvre en benthos. Les seules venues détritiques se situent au niveau de l'Yprésien inférieur (M. Durand-Delga et J. Magné, 1958, p. 165).

La sédimentation dans l'unité de la Loma de Solana s'avère donc parfaitement continue du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur.

Cette série marneuse essentiellement pélagique s'oppose à celle du Prébétique interne, très néritique et fortement chargée en minéraux détritiques. Paléogéographiquement il faut situer la série éocène de l'unité de los Rameles, qui nous l'avons vu, est caractérisée par ses faciès mixtes, entre celle de la série de la Puerta et celle de l'unité de la Loma de Solana. Nous comparerons ces séries plus loin.

C. EOCENE DE L'UNITE DE BURETE

Au S de l'unité de la Loma de Solana, dont la série éocène est marneuse

et très épaisse, l'unité de Burete présente une série éocène très réduite. Les affleurements sont très limités, localisés dans la partie sud-occidentale de la Sierra, sur une centaine de mètres de longueur.

Pour l'atteindre, il faut emprunter le chemin forestier débutant au km 14 de la route Cehegin-La Paca jusqu'à la dépression séparant les cotes 1145-1192. L'Eocène occupe le coeur du synclinal de Burete à flanc nord-ouest renversé. Sur les couches de calcaires marneux rouges, du Crétacé supérieur, viennent une dizaine de mètres au maximum de calcaires et de conglomérats éocènes. Etant donné l'abondance des éboulis et l'état de dislocation des couches, la succession des différents horizons est peu claire.

On peut distinguer, sur les calcaires à Globotruncana du Crétacé supérieur, en serie inverse :

1. quelques mètres de calcaires verts à Globorotalia et à Globigérines de l'Eocène inférieur (?) ;
2. des conglomérats calcaires à galets de Crétacé supérieur et nombreux débris de Nummulites, Discocyclines et Assilines ;
3. des calcaires très tectonisés à Nummulites à spires lâches, Assilines, Alvéolines, Discocyclines, Rotalidés et Echinodermes.

Nous pensons que les termes 2 et 3 sont du Lutétien inférieur et moyen.

Malgré la pauvreté des affleurements, l'Eocène de l'unité de Burete revêt une importance capitale. En effet, cette unité constitue le bord méridional du Subbétique externe. A l'Eocène, la partie externe du Subbétique est caractérisée, tant au Crétacé qu'à l'Eocène, par une puissante série de marnes. La remontée méridionale de ce bassin de "comblement" s'effectue au niveau de l'unité de Burete, dès le Crétacé supérieur (par réduction des épaisseurs et par accentuation des faciès calcaires), et jusqu'à l'Eocène qui est peu épais, conglomératique et calcaire.

D. COMPARAISONS ENTRE LES SERIES EOCENES DU PREBETIQUE, DE LA ZONE INTERMEDIAIRE ET DU SUBBETIQUE EXTERNE SEPTENTRIONAL (UNITE DE LOS RAMELES ET DE LA LOMA DE SOLANA)

Dans une étude sur le Nummulitique de l'Est des Cordillères bétiques, M. Durand-Delga et J. Magné (1958) ont souligné que "la série stratigraphique du Nummulitique prébétique, généralement détritique, est toujours incomplète".

L'Eocène inférieur manque souvent, ainsi qu'une partie de l'Eocène-supérieur-Oligocène.

Les conclusions que nous pouvons tirer sur l'Eocène de la transversale de Calasparra sont les suivantes :

- A pour le domaine prébétique s.s
===
 - 1.- absence de tout l'Eocène inférieur ;
 - 2.- transgressivité du Lutétien qui est d'épaisseur réduite ;
 - 3.- absence probable (lacune d'érosion vraisemblable?) de l'Eocène supérieur.

La série éocène prébétique, au N de Calasparra, est donc très réduite, toujours néritique et lacuneuse ;

- B pour la série intermédiaire de la Puerta (Prébétique interne) :

Bien que très proche, paléogéographiquement, du Prébétique, la série intermédiaire de la Puerta s'en différencie nettement par :

- la parfaite continuité verticale apparente de tout l'Eocène (présence prouvée de Paléocène, d'Yprésien, de Lutétien et d'Eocène supérieur) ;
- la puissance de sa série.

Par ces deux caractères, cette zone se rapproche du Subbétique car, dans la partie externe du Subbétique également, la sédimentation, essentiellement marneuse, est continue du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur. La zone intermédiaire du Prébétique de la Puerta appartient néanmoins au Prébétique. Aucun contact anormal majeur ne la sépare de l'autochtone. Les venues détritiques sont très importantes et leur origine est incontestablement septentrionale. Il faut donc concevoir, pour le Prébétique interne, un bassin de sédimentation totalement immergé durant l'Eocène.

- C pour le Subbétique externe septentrional :

1° - pour l'unité de los Rameles qui est, rappelons-le, l'unité charriée d'origine la plus septentrionale et typiquement subbétique ;

elle est caractérisée stratigraphiquement par :

- . la présence du Paléocène, de l'Yprésien, du Lutétien et de l'Eocène supérieur;
- . l'abondance des faciès marneux, surtout au niveau de l'Eocène supérieur.

Cette série présente également, nous l'avons vu, de nombreuses affinités avec la série de la Puerta par l'abondance des niveaux détritiques au niveau de l'Yprésien-Lutétien inférieur ;

2° - pour l'unité de la Loma de Solana, nettement plus au S, franchement marneuse dès le Paléocène jusqu'à l'Eocène supérieur : les apports détritiques sont insignifiants et se situent à l'Yprésien inférieur (ils correspondent d'ailleurs aux apports massifs de quartz décelables dans la série de la Puerta et à ceux, moins importants, de l'unité de los Rameles). On peut également constater la nature uniquement planctonique de la microfaune.

L'image de la paléogéographie des domaines prébétique, intermédiaire et subbétique septentrional devait donc être la suivante :

A une plateforme très souvent émergée (Prébétique) faisait suite avec une rupture de pente assez nette, un large bassin s'approfondissant progressivement vers le S.

Le bord septentrional de ce bassin qui correspond à la zone intermédiaire bien qu'il soit constamment marin, a subi durant toute la durée de l'Eocène l'influence de la proximité du rivage. Les apports venant de la Meseta sont nombreux et puissants : le maximum d'éléments détritiques se situe au niveau de l'Yprésien.

La turbulence des eaux devait y être également assez forte pour alimenter, plus au S, en matériel déritique, le bassin de sédimentation de la série de l'unité de los Rameles.

L'ensemble Prébétique s.s., Prébétique interne de la Puerta, unité de los Rameles et unité de la Loma de Solana, présente une logique sédimentaire remarquable.

Mais une remarque s'impose. A la vue des différentes séries étudiées, il semble qu'il y ait, malgré les parentés certaines, une plus grande disparité entre l'Eocène marneux de l'unité de la Loma de Solana et

celui à faciès mixtes de l'unité de los Rameles, qu'entre ce dernier et l'Eocène de la série de la Puerta. Nous pensons que le rapprochement tectonique en est la cause et que, toutes proportions gardées, la distance qui séparait le domaine de los Rameles et celui du Prébétique interne devait être beaucoup plus faible que la distance qui a séparé la zone de los Rameles de celle de la Loma de Solana.

5. EOCENE DU SUBBETIQUE INTERNE

Alors qu'au N de la zone de Garobera, les unités sont caractérisées par un Eocène plus ou moins complet, les unités méridionales présentent peu de termes éocènes. Les affleurements seront clairsemés.

L'Eocène de l'unité de la Sierra de Ponce est remarquable, car formé de deux cycles différents : l'un antérieur à la phase tangentielle ayant mis en place les imbrications malagaises et la partie interne du Subbétique, l'autre postérieur.

L'Eocène supérieur (dont l'Auversien) est bien représenté sur la bordure orientale de l'unité de la Sierra de Ponce, alors que le Lutétien n'y affleure que sporadiquement.

Nous examinerons également les séries éocènes isolées de la région de Coy, de l'unité de Mula et de la Sierra de Ricote.

A. Eocène de l'unité de la Sierra de Ponce

1. coupe de la Peña Rubia

L'Eocène anté-tectonique est faiblement représenté dans l'unité de la Sierra de Ponce. Seuls les termes supérieurs de l'Eocène transgressif apparaissent à la base de l'Oligocène, constituant le chaînon de la Peña Rubia de Zarzadilla-de-Totana.

Au S du sommet de la Peña Rubia, nous avons observé la coupe suivante (fig. 114) :

. sur les marnes rouges du Crétacé supérieur ($C_{7.6}$) reposent quelques mètres de marnes gris-bleu, jaunes par altération, contenant des débris de bois flotté et qui a fourni la microfaune suivante (*):

Hantkenina dumblei Weinzerl et Applin

H. sp.

Globorotalia centralis Cush. et Berm.

G. lehneri Cush. et Jarv.

G. bullbrooki Bolli

Globigerapsis index (Finlay)

Globigerinita dissimilis Cush. et Berm.

Globigerina yeguaensis Weinzierl et Applin

indiquant le Lutétien inférieur et moyen.

. viennent ensuite 15 à 20 m de calcaires à Algues en bancs très nets contenant (* *)

Nummulites chavannesi de la Harpe

. cf. stellatus Roveda

Spiroclypeus sp.

Pellatispira sp.

Fabiania sp.

Grzybowskia sp.

Chapmanina sp.

Discocyclina sp.

Amphistégines, Rotalidés, Miliolés et
Algues indiquant l'Auversien.

(*) déterminations de M.J. Magné,

(* *) déterminations de M.L. Hottinger.

Au niveau de la Casa del Aire, sur le flanc occidental de la Peña Rubia, à la faveur de la remontée synclinale, les couches de base du Nummulitique affleurent, verticales. Elles font suite aux couches marneuses rouges (c_{7,6}) du Crétacé supérieur. On observe d'abord des marnes calcaires gris-verdâtre (e_{6a}) admettant quelques bancs de calcaires (e_{6b}). Les calcaires montrent en lame mince la microfaune suivante (*):

Asterocyclina sp.

Asterodiscus sp.

Discocyclina nummulitica (Gümbel)

D. sp.

Asterigerina sp.

Fabiania sp. (débris)

Dentalium sp.

Sphaerogypsina sp.

indiquant également l'Auversien. De leur côté, les marnes ont fourni (**):

Globorotalia coaensis Cush.

Gl. cf. centralis Cush. et Berm.

Globigerina rohri Bolli

G. sp.

Globigerinita dissimilis Cush. et Berm.

Ainsi, au N de l'unité de la Sierra de Ponce, dans la zone du Manzano, on observe une barre de calcaires à Algues, d'âge auversien, conglomératiques à la base, reposant en discordance angulaire nette sur des couches redressées du Crétacé supérieur ou du Lutétien inférieur-moyen.

2. Conclusions

La série eocène anté-orogénique de l'unité de la Sierra de Ponce est donc très réduite : quelques mètres de marnes du Lutétien inférieur et moyen. Viennent directement en transgression quelques mètres de calcaires (et de marnes) de l'Auversien. Cet Auversien, transgressif jusque sur des séries essentiellement crétacées, présente des faciès très comparables à ceux, également auversiens, transgressifs sur les différentes unités supérieures de la Sierra de Espuña. Nous verrons plus loin que l'Eocène supérieur représente, pour l'unité de la Sierra de Ponce comme pour les unités du Bétique de Malaga, le premier terme postérieur à la première phase nummulitique tangentielle importante (J. Paquet 1966).

(*) déterminations de M.L. Hottinger

(**) déterminations de M.J. Magné.

B. EOCENE DE L'UNITE DE MULA

1. Introduction et historique

La région de Mula a été considérée jusqu'à présent comme uniformément constituée de terrains éocènes. De la plaine de Mula au Pantano de la Cierva ou Pantano de Corcovado, plus de 1000m de série éocène se développeraient avec un pendage SE régulier de 45°

P.Fallot (1945) reconnut le premier la série de Mula, sans l'assimiler d'ailleurs, dans sa totalité, à l'Eocène comme l'ont fait plus tard A.Almela et J.M.Rios (1955).

Ces différents auteurs recoltèrent une assez abondante faune de Nummulites déterminées par M.Flandrin pour A.Almela et J.M.Rios (1955).

Dans le chapitre relatif à la tectonique de l'unité de Mula, nous examinerons en détail la structure de cette zone (fig. 172).

Loin d'être formée uniquement de terrains uniquement éocènes, la région de Mula est constituée d'une série d'écaillles chevauchantes vers le NW. Leur matériel est éocène, oligocène et miocène.

2. Coupe des chaînons situés immédiatement au N de Mula

Nous avons représenté sur les coupes de la figure 91 les observations de P.Fallot (1945) et de A.Almela et J.M.Rios (1955).

Sur le plan lithologique, P.Fallot n'avait assimilé au Lutétien que les barres calcaires, rapprochant même les conglomérats polygéniques de termes récents. Notons dès à présent qu'il s'agit des conglomérats de base du Miocène inférieur ("Aquitarien"), très développés dans la "zone-limite" du Rio de Pliego.

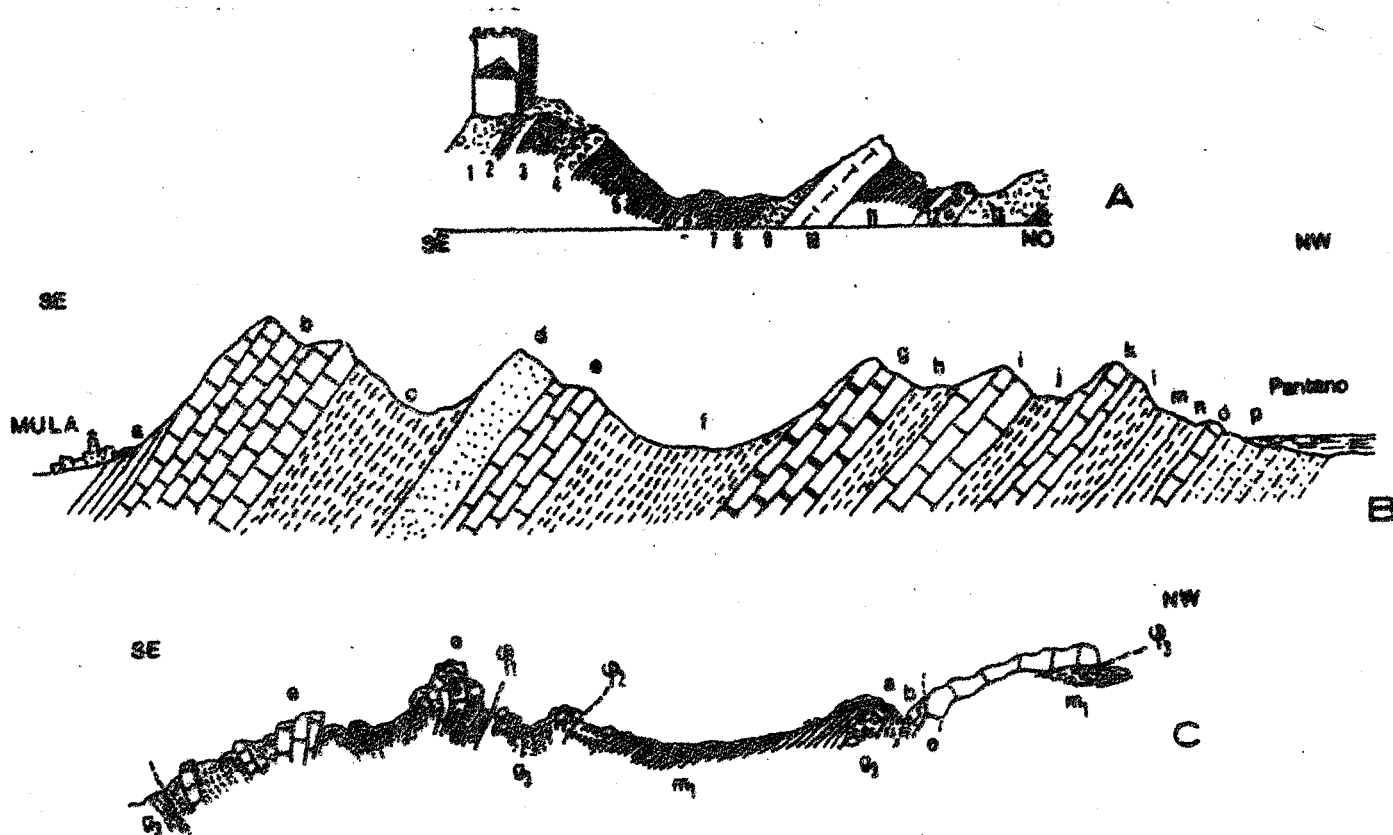


fig. 91 Coupe des chaînons situés au N de Mula : A. P.Fallot (1945) p.217
B. A?Almela et J.M.Rios (1955); C. nos observations

A : 1. Calcaires à Nummulites et Lithothamnium; 2. calcaires à Lithothamnium;
3. Grès molassiques; 4. Calcaires à Lithothamnium; 5. marnes gréseuses azoïques
6. calcaires blancs à Foraminifères; 7. marnes; 8. calcaires à Lithothamnium;
9. grès molassiques; 10. calcaires bréchoides; 11. marnes; 12. calcaires à grandes
Nummulites du Lutétien.

B: a. marnes à Nummulites munieri Fich. (formes A), N. incrassatus Harpe, N.
lucasi d'Arch.; b. calcaires marneux jaunes à petites Nummulites; c. marnes gris-
jaune à Discocyclina pratti Mich. et D. nummulitica Schlumb.; d. grès rouges avec
quelques intercalations de marnes rouges; e. calcaires gréseux à quelques Nummulites;
f. marnes grises à rares Nummulites helveticus Kaufm.; g. calcaires gris-
jaunâtre à Nummulites aturicus Joly et Leym., N.cf. lucasi et N.cf. incrassatus;
h. marnes jaunâtres; i. calcaires gris un peu marneux; j. marnes gris-jaune à
Nummulites munieri; l. marnes grises; m. marnes rouges; n. marnes rouges; o. banc
de 4m de calcaires à Nummulites; p. marnes calcaires grises.

C : e. Eocène (Lutétien); g₃: a. conglomérat base de l'Aquitainien, b. Oligocène
supérieur m₁: Burdigalien

Nous pensons donc que les différents horizons à Nummulites, que nous avons retrouvés d'ailleurs, soient les seuls termes à être de l'Eocène dans la zone située au NW de Mula. Les faciès calcaires, riches en Nummulites (fig. 91, B : b, c, g, i , k) sont encadrés par quelques mètres de marnes gris-vert à Nummulites . Cet ensemble à dominante calcaire est généralement chevauchant sur des marnes gréseuses grises du Burdigalien.

Dans la zone de la Casa del Hurón (fig.111) , à l'W de la route Caravaca-Murcie et du chemin de fer, apparaît une série fr marnes ocre et de calcaires à Algues et Nummulites. Vers le SE, le Miocène inférieur transgressif recouvrent à la fois cet Eocène et l'Oligocène supérieur et l' "Aquitaniien".

Les calcaires fournissent des Nummulites, des Assilines, des Discocyclines ainsi que des Lithothamniées. Il semble qu'il s'agisse là d'Eocène moyen.

Immédiatement au S de la route Caravaca-Murcia, dans la zone de la Loma de Herrero, apparaissent, ployés en dômes, sous les marnes rouges de l'Oligocène supérieur, des calcaires à Algues, Nummulites et Discocyclines du Lutétien supérieur.

C. Eocène de la Sierra de Ricote

L'immense Sierra de Ricote qui s'étend sur plus de 20 km, de Mula à l'W, à Archena à l'E, ne comporte pratiquement pas d'Eocène.

Nous avons pu néanmoins localiser un affleurement éocène (un seul) de quelques dizaines de mètres, au col del Veto, non loin du changement de direction de la route forestière principale qui se dirige vers le village de Bermeja. Il comporte 50 cm, au maximum, de calcaires à Nummulites, coïncés entre le Crétacé supérieur du flanc nord, inverse, de l'unité de la Garita et une lame de Trias (fig. 92).

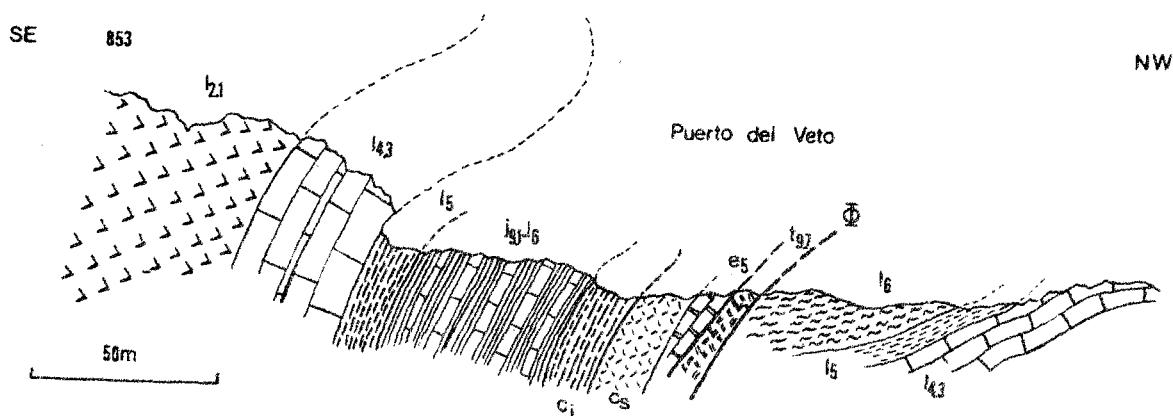


fig. 92 Eocène de l'unité de la Garita

Coupe du col del Veto (Sierra de Ricote) : du SE au NW : l2.1 : Infra-lías et base du Lias inférieur ; l4.3 : Lias ; l5 : Toarcien ; l9.1 l6 : Aalénien-Dogger-Malm ; c1 : Crétacé inférieur ; cs : Crétacé supérieur ; e5 : Lutétien. t9.7 : marnes du Trias ; l6 : Aalénien ; l5 : Toarcien ; l4.3 : Lias.

En lame mince, ce calcaire a fourni une microfaune du Lutétien supérieur : Asterigerina aff. globosa

Asterodiscus sp,

Nummulites aturicus Joly et Leym.

N. sp.

Discocyclina aff. rotula

Fabiania sp., Rotalidés, Algues, Echinodermes.

Il faut rappeler que le Lutétien supérieur est souvent transgressif dans le domaine subbétique.

D. Eocène de la plaine de Coy

La région de Coy, située à l'W de la Sierra de Ceperos, est une vaste dépression très couverte dont la complexité tectonique doit être fort grande. Au sein du Trias marno-gypseux qui contient quelques massifs de dolérite et qui entre dans la constitution de la majeure partie de la plaine, pointent, en effet, des îlots de calcaires, en partie éocène, paraissant "emballés" dans la masse triasique. S'agit-il de "copeaux" inclus dans le Trias, ou de la réapparition d'un substratum, à la faveur d'accidents locaux ? Il est difficile de choisir entre l'une ou l'autre de ces deux hypothèses. Nous étudierons ces dispositifs dans les chapitres relatifs à la tectonique.

Examinons le contenu stratigraphique des "copeaux" éocènes de la plaine de Coy.

A l'W de la route de Cehegin à la Paca, au km 18, on observe des copeaux d'Eocène calcaro-gréseux associés à quelques mètres de Crétacé supérieur (cote 880-860-866). Du S vers le N, on relève la coupe suivante (fig. 93) où l'Eocène, réduit à l'Yprésien et au Lutétien, apparaît, en série inverse :

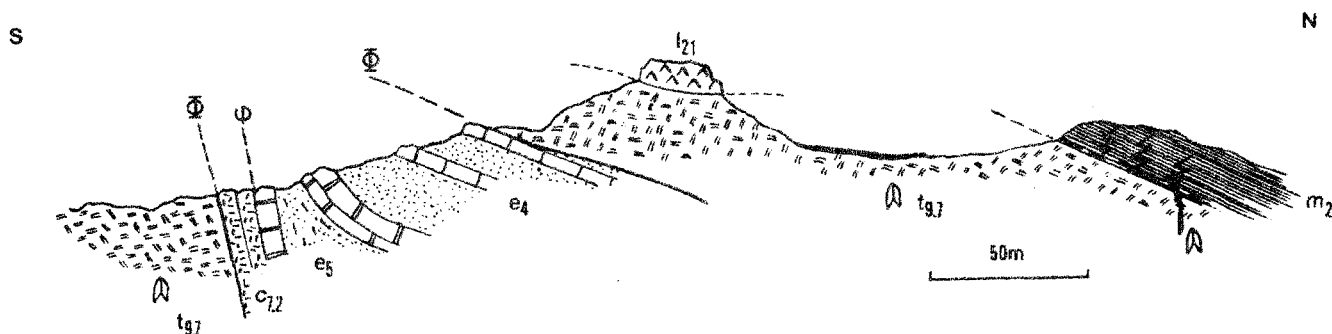


fig. 93 Eocène du Campo de Coy : coupe au niveau de K 18, route de La Paca
Commentaires dans le texte.

A la base, nous avons pu déterminer dans les calcaires (e_5), la microfaune suivante :

Nummulites aturicus Joly et Leym.

N. sp., débris de N. millecaput Boubée

Discocyclina nummulitica (Gümbel)

Fabiania cf. cassis (Oppenheim)

Gypsina globulus

Gypsinidae ind.

Globigérines, Rotalidés, Amphistégines et Miliolés, Echinodermes et Lithothamniées, microfaune qui indique le Lutétien supérieur. Font suite une vingtaine de mètres de sables argileux, de grès roux et de calcaires formés par l'accumulation de Foraminifères (c_4). Il s'agit là de (*) :

Assilina placentula Desh.

A. laxispira de la Harpe

"Operculina" ammonica Leymerie

Nurmulites burdigalensis de la Harpe

Formes de passages à N. inkermanensis Schaub

N. permotus Schaub

N. subramondi de la Harpe

Formes de passage à N. pustulosus H. Douville

N. partschi de la Harpe

N. pratti d'Archiac et Haine (in Hemkov, pl. 3, fig. 13 et 14)

N. vonderschmitti Schaub

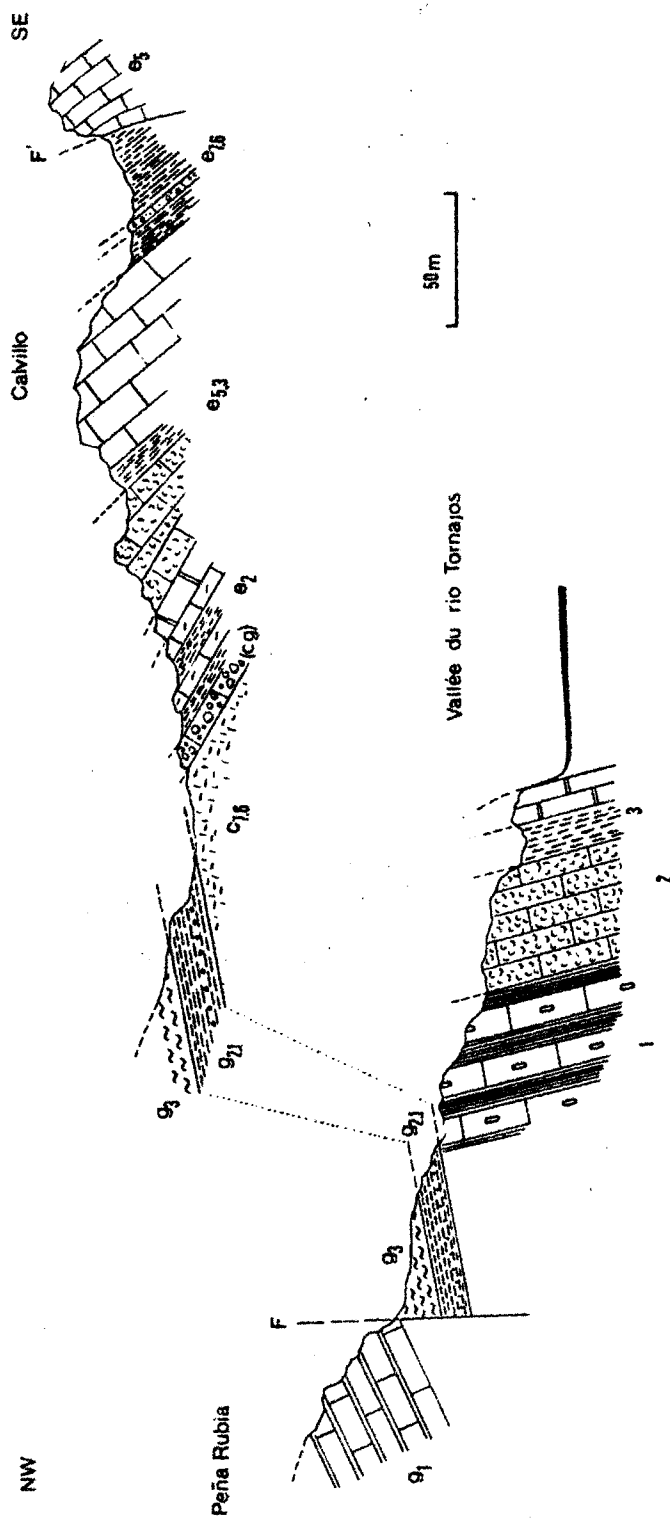
indiquant l'Yprésien.

La présence de l'Yprésien indique donc un renversement de la série éocène et par voie de fait, la présence d'un contact anormal entre le Lutétien supérieur (c_5) et le Crétacé supérieur ($c_{7,2}$).

Dans la plaine de Coy, au sein des masses triasiques, affleurent donc un Yprésien essentiellement sableux et quelques mètres de calcaires du Lutétien supérieur.

On ne peut tirer aucune conclusion valable sur si peu de termes. On peut seulement observer une certaine similitude de faciès entre ces terrains éocènes essentiellement gréseux et les séries rencontrées dans la partie la ~~plus~~ frontale du Subbétique (unité de los Rameles) et dans la série intermédiaire de la Puerta (Prébétique interne).

(*) déterminations de M.L. Hottinger.



6. Eocene de l'Unité du Calvillo

La série du Calvillo a un affleurement très limité puisqu'elle couvre au maximum 2,5 km². De plus, cette unité est hachée d'accidents verticaux rendant difficile l'établissement de la série stratigraphique. Nous décrirons donc une série de deux coupes très proches l'une de l'autre afin d'en tirer le maximum de résultats.

A. Coupe de l'extrémité occidentale de l'unité del Calvillo

La série du Calvillo est au contact, au N, avec les termes oligocènes de l'unité de la Sierra de Ponce par l'intermédiaire d'une faille verticale (F). Du NW au SE, on observe donc les niveaux suivants sous l'Oligocène discordant (fig. 94) :

1. 40 à 50 m d'une alternance de marnes ocres et de calcaires à Nummulites et à Discocyclines du Lutétien ;
2. une alternance de conglomérats à galets de calcaires à Nummulites et à Algues et de marnes ocres à galets (nombreux quartz roulés, blocs de calcaires du Lutétien également) ;
3. quelques mètres de marnes grises à débris ligniteux et de calcaires bréchiques à petites Nummulites : Lutétien inférieur et moyen ?

fig. 94 Eocène de l'unité du Calvillo

Coupe A : partie médiane de l'unité.

Coupe B : partie méridionale de l'unité.

Commentaires dans le texte.

Les calcaires du niveau (1) sont riches en grands Foraminifères :

Nummulites millicaput Boubee

N. aturicus Joly et Leym.

N. sp.

Discocyclina cf. marthae (Schlumb.)

D. sp.

Sphaerogypsina sp.

Fabiania sp.

Amphistégines, Assilines, Rotalidés et Lithothaminiées, indiquant le Lutétien supérieur.

Le niveau conglomératique (2) montre des Nummulites et des Discocyclines souvent brisées :

N. aturicus (Joly et Leym.)

Discocyclines

Algues

du Lutétien s.l.

Le niveau (3) n'a pas de microfaune caractéristique ; il est néanmoins lutétien. Les marnes grises ressemblent beaucoup à celles du Lutétien inférieur et moyen de la Sierra de Ponce.

B. Coupe de la partie médiane de l'unité del Calvillo

Cette coupe se situe au niveau de la butte calcaire dénommée Calvillo. On retrouve pratiquement tous les termes définis sur la coupe précédente mais, de plus, la base de la série apparaît dans le col séparant le Calvillo des reliefs de la Peña Rubia : il s'agit d'un conglomérat polygénique (cg), cimenté par des Algues et des Polypiers. Les galets sont essentiellement formés d'éléments calcaires à Globotruncana du Crétacé supérieur, et de galets de calcaires noirs : parmi ces éléments remaniés, certains contiennent : Cuneolina cf. pavonia parva Henson, Glomospira sp., Choffatella sp., et Orbitolina sp. de l'Albo-Aptien (*) ;

(*) déterminations de H.L. Hottinger.

. Sur le conglomérat, vient une série de marnes et de calcaires légèrement marneux et ferrugineux, gris à odeur fétide et contenant de nombreux Gastéropodes ; aucune microfaune caractéristique ne peut être observée ;

. Sur cette série, viennent quelques mètres de calcaires à Algues et Discocyclines ayant livré la microfaune suivante (X)

Discocyclina cf. trabayensis Neumann

Assilina aff. spira de Roissy

Ass. aff. exponens Sow.

Nummulites praelucasi H. Douv. formes A

Operculines indiquant l'Ypréso-Lutétien inférieur ;

. Sur ces calcaires, repose un ensemble de marnes ocres de l'Eocène supérieur avec, à la base, des niveaux conglomératiques. Il s'agit d'une série discordante, postérieure à la tectonique essentielle de ce secteur.

. Au SE, au delà de cet Eocène supérieur, à dispositif synclinal (?) réapparaît le Lutétien. Il est fait ici d'une épaisse série de calcaires à Algues, compacts ou noduleux devenant même conglomératiques. Leur sommet a fourni :

Nummulites millecaput Boubée

N. aturicus Joly et Leym.

Discocyclina cf. marthae (Schlumb.)

Algues et débris du Lutétien supérieur

C. Conclusions et relations avec les séries des unités voisines

La série éocène de l'unité del Calvillo est importante sur le plan paléogéographique car elle se situe entre le Subbétique franc (unité de la Sierra de Ponce) et le Bétique de la Sierra de Espuña.

Malheureusement, soit par suite d'accidents tectoniques, soit du fait de la couverture discordante (Eocène supérieur, Oligocène), les rapports entre l'Eocène subbétique, l'Eocène du Calvillo et l'Eocène de la Sierra de Espuña ne sont pas observables.

Nous pouvons cependant noter les points suivants :

1° - l'Eocène (vraisemblablement inférieur) est transgressif sur des marnes blanches et des calcaires marneux, blancs, du Crétacé supérieur.

2° - Le conglomérat de base de l'Eocène inférieur remanie de l'Albo-Aptien et en particulier des Orbitolines. Les Orbitolines en place sont actuellement localisées dans les faciès urgoniens de la série intermédiaire de la (X) Déterminations de M.L. Hottinger.

Puerta, c'est-à-dire dans la partie interne du Prébétique. On en trouve, remaniées, dans l'Eocène inférieur (Yprésien-Lutétien) des unités de la Sierra de Espuña (Bétique de Malaga), essentiellement dans la série de la Fuente Blanca et de l'unité de Prat Mayor. Il est cependant difficile d'admettre que ces Orbitolines proviennent du domaine prébétique. Une autre hypothèse, beaucoup plus plausible, est de voir dans l'unité du Calvillo un élément se rattachant de plus ou moins loin au Bétique de Malaga. De ce fait, la présence d'Orbitolines et d'éléments albo-aptiens dans l'Eocène inférieur pourrait être reliée à celle des mêmes éléments dans les grès microconglomératiques de l'Eocène inférieur des unités malagaises. On ne voit malheureusement pas sur le terrain les relations entre l'unité du Calvillo et les unités malagaises car l'Oligocène discordant les sépare.

3° - L'Eocène supérieur, formé de marnes ocres et de calcaires à débris plus ou moins conglomératiques, est nettement transgressif et présente les mêmes faciès que l'Eocène supérieur transgressif sur la partie sud-occidentale de l'unité du Morron de Totana.

Avec les seuls éléments stratigraphiques que nous possédons, nous pouvons affirmer que l'Eocène inférieur et moyen de l'unité du Calvillo est comparable à celui des unités malagaises et qu'il a dû se déposer à faible distance de celles-ci.

7. EOCENE DES MALAGUIDES

Introduction

Les unités du Bétique de la Sierra de Espuña comportent, chacune, des séries éocènes différentes.

Nous avons vu que dans leurs termes jurassiques et crétacés les différentes unités sont comparables entre elles. A l'Eocène inférieur et moyen par contre, ces unités occupent des zones paléogéographiques relativement distinctes quoique voisines.

La phase tangentielle ayant mis en place les unités du Bétique de Malaga se situe à la fin du Lutétien supérieur. Les couches de l'Auvervien-Eocène supérieur sont, en effet, transgressives sur le Lutétien de l'unité du Morron de Totana et sur les différents termes de l'unité de Prat Mayor. Elles cicatrisent les contacts séparant ces deux unités.

. Dans l'unité du Morron de Totana, l'Eocène débute à l'Yprésien. La sédimentation, toujours néritique, se poursuit continûment jusqu'au Lutétien supérieur. Les faciès calcaires et marneux coexistent, influencés périodiquement par des apports détritiques.

. Dans l'unité de Prat Mayor, l'Eocène inférieur est très détritique et sous forme de faciès micro-conglomératiques. Vient ensuite un épisode continental situé vraisemblablement dans la partie supérieure du Lutétien.

. Dans l'unité de Perona, enfin, aucun terme éocène n'existe.

A. L'EOCENE INFÉRIEUR ET MOYEN

Il s'agit des séries antérieures à la mise en place des unités malagaises.

I. EOCENE INFÉRIEUR ET MOYEN DE L'UNITÉ DU MORRON DE TOTANA.

1. Introduction et historique

L'unité du Morron de Totana est, nous l'avons vu, ployée en un vaste pli anticlinal à flanc nord-ouest renversé. Dans la partie occidentale de la Sierra de Espuña, ce flanc renversé est constitué de Jurassique et de Crétacé, déversés sur l'Eocène inférieur et moyen, lui-même appuyé sur l'Eocène supérieur et l'Oligocène transgressifs.

Vers le N, dans la dépression del Valle, la même série éocène du Morron de Totana, réduite à ses termes basaux, en position normale cette fois, est surmontée tectoniquement par l'unité de Prat Mayor.

La série éocène ante-nappe de l'unité du Morron de Totana est pratiquement complète puisqu'elle débute à l'Yprésien et se termine au Lutétien supérieur, le tout en conditions marines.

Cette continuité stratigraphique est remarquable puisqu'au N de la Sierra de Espuña, dans l'unité subbétique de la Sierra de Ponce, n'ont été mis en évidence que le Lutétien inférieur et moyen. De plus, dans l'unité de Prat Mayor, qui est directement superposée à celle du Morron de Totana, l'Eocène est essentiellement continental.

Au sein même de l'unité du Morron de Totana, on observe une évolution très nette des faciès du NE au SW. Nous verrons que les séries sont

beaucoup plus marneuses vers le SW et ne présentent plus les influences saumâtres décelables du NE.

P. Fallot (1945) fut le premier à soupçonner que la série nummulitique renversée, affleurant au N de la Sierra de Espuña, était continue. Cet auteur avait révélé la transgression du Lutétien à Nummulites perforatus de Montf. et Assilina exponens Sow. sur des calcaires à Alveolina granum-festucæ Bosc. var. elongata d'Orb. Il avait assimilé toute la série du Lutétien. Mais il avait néanmoins soupçonné que les conglomérats couronnant la série lutétienne pouvaient être autre chose que du Lutétien supérieur (nous verrons qu'il s'agit d'Oligocène basal).

Beaucoup plus tard, N. et Y. Peyre (1958) décelèrent la présence des niveaux éocènes plus anciens en décrivant des calcaires à grains de quartz contenant :

Orbitolites complanatus

Nummulites globulus

N. cf. varidarius

Assilina sp.

Alveolina subpyrenaica situant la transgression éocène au niveau de l'Yprésien-Lutétien inférieur.

Précisons enfin que la distinction des différentes unités tectoniques de la Sierra de Espuña n'avait jamais été faite car la série nummulitique de l'unité de Prat Mayor avait été regroupée avec celle du Morron de Totana.

Nous avons donné (1962), succinctement, la composition du Nummulitique de la Sierra de Espuña, qui a de nettes affinités, nous le verrons, avec celui rencontré dans la région même de Malaga mais s'en distingue nettement par sa très forte épaisseur.

2. Niveau de base de l'Eocène de l'unité du Morron de Totana

Le niveau de base de l'Eocène est remarquable. Comme partout ailleurs dans le domaine du Bétique de Malaga, il s'agit de calcaires à Alvéolines.

a. Eocène de la série du Morron de Alhama (coupe du camino de Villa)

Nous avons vu, dans l'étude des niveaux jurassiques de l'unité du

Morron de Totana, que des calcaires à Alvéolines venaient, en transgression, dans la partie haute del Valle, sur des calcaires tithoniques à Calpionelles.

Ce sont des calcaires compacts rosés contenant la microfaune suivante (X) :

Alveolina oblonga d'Orb.

Alv. rutimeyeri Hott.

Alv. schwageri Ch. R.

Nummulites sp.

Assilina sp.

Cette association caractérise l'Yprésien.

De manière systématique, ces calcaires yprésiens constituent, dans toute la série du Morron de Totana, le premier horizon nummulitique. Seules les relations entre cet Yprésien et son substratum varient.

b. Base de l'Eocène dans la coupe de la Fuente Blanca

Ces niveaux sont figurés sur la coupe relative au Crétacé la zone de la Fuente Blanca (fig 53) et sur la coupe de l'Eocène de la partie haute de la vallée de Malvariche (fig. 95). On observe 15 à 20 m de calcaires compacts, roses, présentant, à leur base, un banc conglomératique contenant de nombreux quartz roulés. Ces calcaires ont fourni de bas en haut la microfaune suivante (X) :

1° - Orbitolites cf. gracilis Lehman

Alveolina (Glomalveolina) lepidula (Schwager)

Algues, Miliolites et Valvulines

2° Alveolina rutimeyeri Hott.

Alv. oblonga d'Orb.

Alv. (Glomalveolina) cf. minutula Reichel

Orbitolites sp.

Nummulites sp.

3° Orbitolites aff. biplanus Lehman

Alveolina oblonga d'Orb.

(X) déterminations de M.L. Hottinger

4° Orbitolites aff. biplanus Lehman

Orbitolites (n. sp., à peu de rangées de stolons in Lehman)

L'association des Alvéolines indiquerait, selon L. Hottinger, la base de l'Yprésien (le premier niveau correspondant à l'"Ilerdien" inférieur et moyen de cet auteur).

Au pied de la Fuente Blanca, l'Yprésien est transgressif sur des marnes blanches à Globotruncana du Crétacé supérieur. Sur cette première barre de calcaires yprésiens viennent quelques mètres de marnes ocre à débris de Lamellibranches et de bois flottés, suivis de quelques mètres de calcaires à Nummulites et à Alvéolines avec (X) :

Alveolina cf. oblonga d'Orb.

Alv. indicatrix Hott.

Nummulites cf. partschii de la Harpe

et Operculines granulees, de l'Yprésien également ; la série yprésienne se termine par quelques mètres de marnes ocre, claires, azoïques.

c. Base de l'Eocène au niveau des Maisons de Malvariche

Au niveau de cette coupe et jusqu'à l'extrémité occidentale de la Sierra de Espuña, les calcaires à Alvéolines sont uniformément transgressifs, sans discordance angulaire observable, sur des termes que nous avons convenu de rattacher au Néocomien.

3. Coupe de la partie haute de la vallée de Malvariche

Nous examinerons une série de coupes débutant au niveau de l'Yprésien et se terminant dans l'Eocène supérieur transgressif. Il convient en effet d'étudier l'Eocène dans son ensemble, suivant différentes transversales, afin d'en saisir l'évolution.

a. Description.

La première coupe que nous allons décrire est remarquable par sa richesse en faune, malgré certaines disharmonies locales. Elle s'étend du SE au NW, de la zone de la Fuente Blanca au sommet del Bosque qui domine la vallée du Rio de Pliego (fig. 95).

(X) déterminations de M.L. Hottinger.

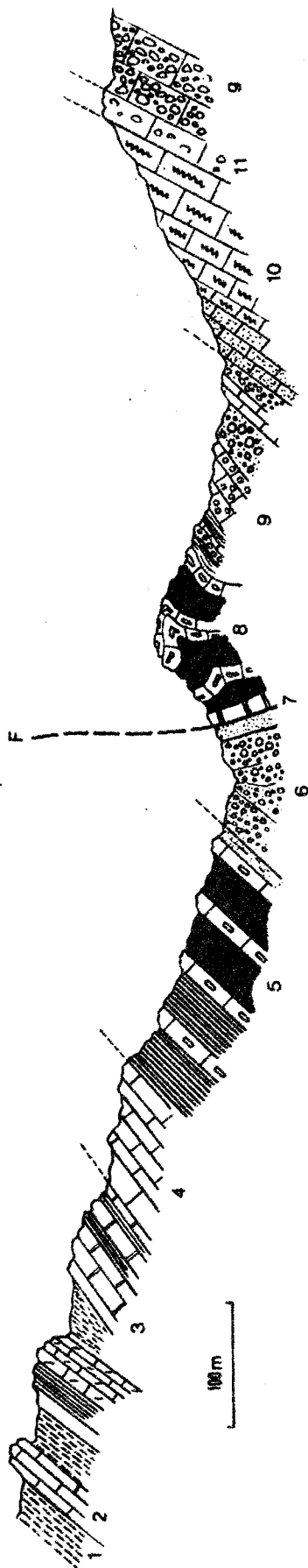


SE W Fuente Blanca

Rio de Mataviche

NE El Bosque

NW



Cette coupe révèle l'existence des niveaux suivants : de bas en haut, stratigraphiquement (la série étant renversée) sur des marnes blanches à Globotruncana du Cretacé supérieur (niveau 1) :

2. calcaires à Alvéolines et marnes de l'Yprésien, décrits précédemment ;
3. marnes ocre à débris de Gastéropodes (15 à 20 m) suivies d'un ensemble massif de calcaires gris à Gastéropodes, ocre par altération ; dans cette série calcaire, on observe des intercalations de calcaires marneux lumacheliques, en plaquettes, formés d'innombrables Gastéropodes et Lamellibranches blancs, indéterminables ;
4. 15 à 20 m de calcaires compacts gris-roux à Nummulites et Assilines, qui deviennent marneux et légèrement gréseux vers le haut.

Ces calcaires ont fourni la microfaune suivante (*)

Alveolina gr. munieri D.de Montf.

Orbitolites complanatus Lmk

O. cf. complanatus Lmk

O. sp.

Nummulites gr. perforatus Montf.

Nummulites granulees à spire lâche

Eorupertia sp.

indiquant le Lutétien inférieur et moyen.

5. un ensemble puissant (100 m au moins) de calcaires marneux gris-ocre, gréseux et de marnes ocre gréseuses, à très nombreuses Nummulites et Oursins ; cet ensemble a fourni :

. à la base, Nummulites uranensis (de la Harpe) (*)

Alveolina gr. munieri (**)

Orbitolites complanatus Lmk (**)

indiquant le Lutétien inférieur et moyen

. au sommet, Nummulites perforatus (Montfort) (*)

N. striatus Brug. (*)

N. perforatus (Montfort) var. columbresensis d'Arch. (*)

indiquant le Lutétien supérieur.

(*) déterminations de M.L. Hottinger

fig. 95 Coupe de l'Eocène de l'unité du Morron de Totana, au niveau du hameau de la Fuente Blanca, et de Malvariche.

1. Crétacé supérieur ; 2 : Yprésien ; 3 à 5 : Lutétien ; 6 à 10 : série post-tectonique de l'Eocène supérieur ; 11 (dont g) : Oligocène.

(*) déterminations de M.A. Blondeau.

(**) déterminations de M.L. Hottinger.

Les niveaux suivants appartiennent à l'Eocène supérieur post-tectoniques. Nous les étudierons plus loin.

b. Conclusions.

La base transgressive de la série éocène de l'unité du Morron de Totana est datée de l'Yprésien.

Le Lutétien est vraisemblablement complet et présente des faciès mixtes : il débute vraisemblablement par des faciès saumâtres : calcaires et marnes à Gastéropodes (niveau 3). Le Lutétien moyen et supérieur est franchement marin mais détritique. Ce sont des faciès peu profonds : marnes gréseuses à Echinides et Nummulites.

4. Eocène de la partie sud-occidentale de l'unité du Morron de Totana

Les reliefs formant le flanc nord de la Sierra de Espuña s'abaissent fortement vers le SW. La série éocène renversée du revers nord du Morron de Totana devient, en effet, de plus en plus marneuse. La coupe que nous étudierons se situe dans la partie basse de la vallée de Malvariche ; pour y accéder, on emprunte le chemin de Malvariche sur plusieurs kilomètres. La coupe débute au SE, au pied de la falaise jurassique qui domine la vallée, et se termine au NW dans la dépression marneuse du Rio Tornajos. Le début de cette coupe a déjà été étudié dans les chapitres relatifs au Jurassique et au Crétacé.

a) Description

Sur le Jurassique supérieur (1) et le Crétacé (2), on observe du SE au NW :

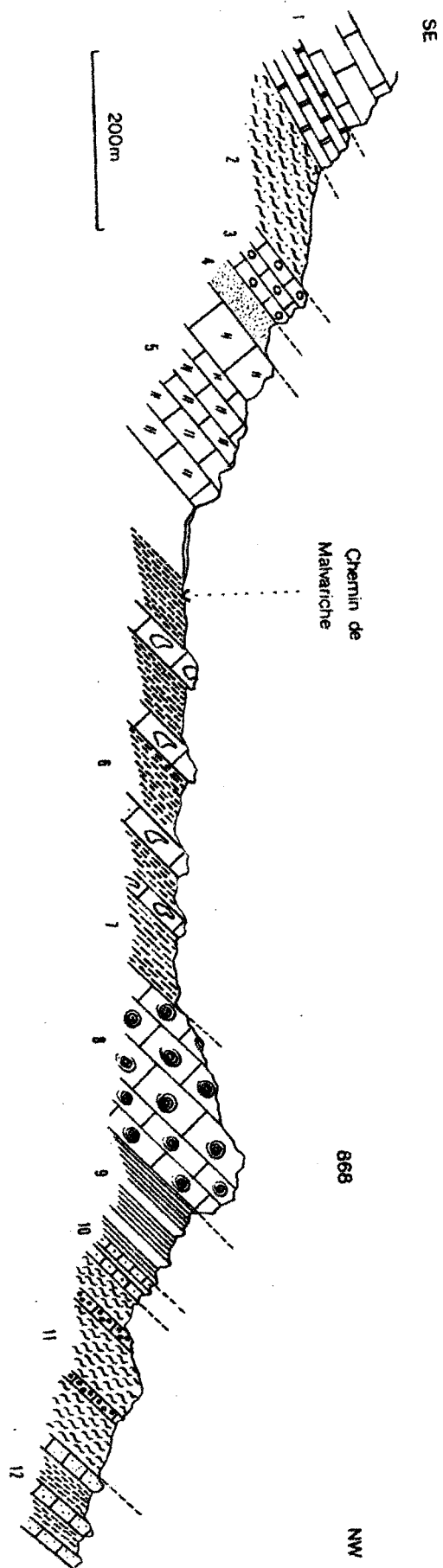
3. une première barre de calcaires roses comportant à la base un banc de calcaire conglomératique, à nombreux quartz roulés, à galets de lydienne noire et de silex ocres.

Les calcaires ont fourni (X) : Alveolina oblonga d'Orb. et Orbitolites aff. biplanus Lehman les datant de l'Yprésien.

(X) déterminations de M.L. Hottinger

fig. 96 L'Eocène de la partie sud-occidentale de Malvariche.

1. Tithonique ; 2 : Crétacé ; 3 : Yprésien ; 4 à 11 : Lutétien inférieur à supérieur ; 12 et 13 : Eocène supérieur transgressif.



4. une série peu épaisse (15 à 20 m) de grès calcaireux, microconglomératiques, roux, alternant avec des marnes sableuses jaunâtres. Ce niveau que nous n'avons pas mis en évidence dans la partie nord-orientale de l'unité du Morron de Totana (peut-être caché par la transgression locale du Lutétien) équivaut au niveau flyscholite que l'on rencontre, très développé dans l'écaillé de la Fuente Blanca et dans l'unité de Prat Mayor que nous étudierons plus loin.

Ces grès microconglomératiques sont caractérisés par la présence de microgalets de Jurassique, de Crétacé moyen (avec quelques Orbitolines gréseuses) et de Crétacé supérieur.

5. une série puissante de calcaires plus ou moins noduleux à Lithothamnies et à Nummulites à test épais. On observe, au sein de ces calcaires, des passées riches en Alvéolines et Orbitolites :

Alveolina gr. munieri D. de Montf.

Orbitolites complanatus Link

indiquant la présence du Lutétien.

6. une série essentiellement marneuse ; elle est caractérisée par 200 au moins de marnes vertes, alternant avec des bancs calcaires de 2 à 5 m d'épaisseur à très nombreux Polypiers, Algues, Gastéropodes et grands Foraminifères.

7. une série de marno-calcaires et de calcaires marneux à Nummulites à test épais ;

8. des calcaires à grandes Nummulites (N. millecaput Boubée), Assilines et Oursins.

9. des couches marneuses, uniquement formées par l'accumulation de tests de grands Foraminifères (Nummulites et Assilines) et d'Echinodermes (Echino-lampas) ;

10. quelques mètres de calcaires marno-grés aux gris à Discocyclines et de marnes gréseuses gris-noir.

Cette série, quoique marneuse, demeure néritique étant donné l'abondance de la faune peu profonde (Echinodermes, Polypiers, Gastéropodes) et des horizons à matériel détritique.

5. Conclusion sur l'Eocène de l'unité du Morron de Totana

1. Dans toute cette unité, l'Yprésien est uniformément transgressif. Au N, il l'est directement sur le Jurassique ; un peu plus au S, sur le Crétacé supérieur et dans la partie moyenne sur du Crétacé inférieur. Le Paléocène est donc absent.

2. A l'Yprésien, succède le Lutétien, localement transgressif et uniformément constitué de calcaires marneux et de marno-calcaires à grosses Nummulites ;

Il y a donc continuité de sédimentation de l'Yprésien au Lutétien supérieur.

6. Eocène du synclinal de la Fuente Blanca

a) Introduction

Le synclinal de la Fuente Blanca est la prolongation orientale de l'unité du Morron de Totana sous celle de Prat Mayor. Il comporte, dans le flanc inverse, un Eocène très semblable à celui de l'unité du Morron de Totana.

b) Etude de la base de la série éocène

Le chemin qui descend du col del Valle vers le N situe tantôt dans les calcaires jurassiques (renversés), tantôt dans leur couverture éocène (également renversée). A quelques dizaines de mètres de la Fuente Blanca on relève la coupe suivante, de bas en haut stratigraphiquement (fig. 97) :

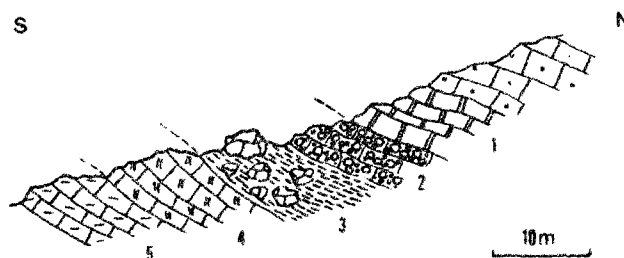


fig. 97 base de l'Eocène au niveau du col de la Fuente Blanca.

1. calcaires tithoniques ; 2. conglomérat de base de l'Eocène ;
3. marnes ocres à galets ravinant 2 ; 4. calcaires à Lamellibranches ;
Eocène inférieur ; 5. calcaires à Alvéolines du Cuisien.

1. des calcaires compacts blancs, finement gréseux, du Tithonique ;
2. un conglomérat calcaire fortement consolidé (quelques mètres, polygénique, essentiellement formé de galets de calcaires jurassiques (niveaux élevés) et de calcaires gris glauconieux du Crétacé inférieur ;
3. une formation marneuse, conglomératique, contenant de gros blocs de calcaires blancs, jurassiques (à Saccocomidae et Globochaete alpina) et de

calcaires glauconieux du Crétacé inférieur ;

Le toit du conglomérat (2) est largement fissuré et les fissures sont comblées de marnes ocre (3) ;

4. des calcaires gris-jaune à très nombreux débris de Lamellibranches blancs indéterminables ; ces calcaires sont microconglomératiques et contiennent de nombreux petits galets calcaires, oolitiques du Lias ;

5. 15 à 20 m de calcaires de l'Yprésien avec la microfaune suivante : petites Nummulites, Alvéolines, Orbitolites sp. Miliolidés.

c) Evolution vers le N

Vers le N, la série basale de l'Eocène s'enrichit de termes plus élevés. En se dirigeant vers le Prat Mayor, sur le bord oriental de la dépression du Pueblo de la Fuente Blanca, on observe la coupe suivante, d'E en W, sous le Jurassique ($l_{2.1}$ et J) (fig. 98)

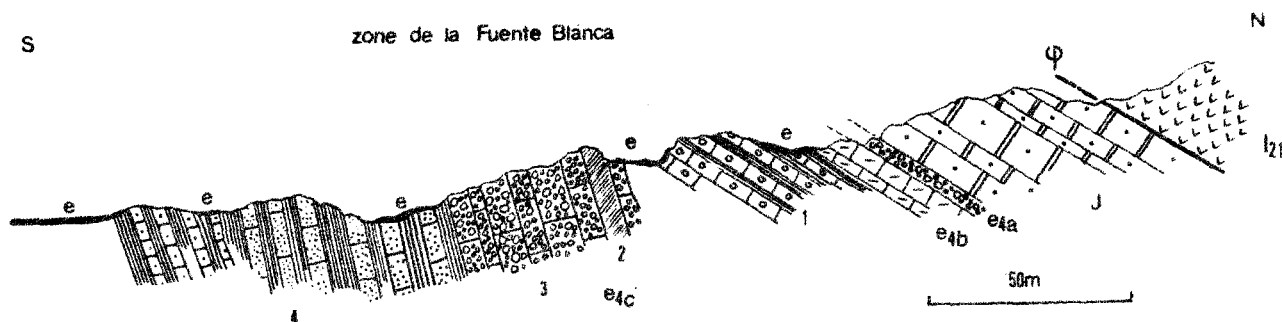


fig. 98 . l'Eocène de la dépression de la Fuente Blanca
Explications dans le texte.

e_{4a} . quelques mètres de conglomérats calcaires (ressemblant beaucoup à un calcaire noduleux) contenant des galets de calcaires jurassiques, de calcaires blancs glauconieux du Crétacé inférieur, de calcaires à Nummulites et Alvéolines

e_{4b} . quelques mètres de calcaires à Alveolina oblonga d'Orb. et Nummulites sp. de l'Yprésien ;

e_{4c} . une série très détritique formée de :

1. une quinzaine de mètres de calcaires roux à nombreux fragments d'Huîtres ;
2. un banc de 1 m de calcaires uniquement constitués de Mélobésiées ;
3. des calcaires conglomératiques ;

4. un ensemble de calcaires gréseux-roux et de microconglomérats, alternant avec des marnes sableuses ocres. Les microconglomérats contiennent : des galets de dolomies, de calcaires oolitiques, de calcaire à grain fin, de calcaire micrograveleux et de calcaires à Calpionella alpina Lorenz, des grains de glauconie, des débris d'Orbitolines et des galets de calcaires à "Pithonelles" du Crétacé. On rencontre également quelques houppes de Microcodium et des concrétions algaires. Rien ne permet donc de fixer de manière catégorique l'âge de ces formations. Elles sont situées stratigraphiquement au-dessus des calcaires de l'Yprésien ; on peut avancer un âge Eocène inférieur (Yprésien supérieur).

d) Conclusions de l'étude de l'Eocène de la zone de la Fuente Blanca

L'originalité de l'Eocène de la zone de la Fuente Blanca réside donc dans la présence, à la base de la série, d'un conglomérat remaniant essentiellement des terrains jurassiques et crétacés vraisemblablement d'origine proche. Sur ce niveau on retrouve les calcaires à Alvéolines, de l'Yprésien, qui, eux, se trouvent également dans l'unité du Morron de Totana.

La série, de type microconglomératique, qui vient ensuite, se situe soit au sommet de l'Yprésien soit à la base du Lutétien, à en juger par sa position dans la série du Morron de Totana (niveau 4 coupe fig. 96). Les microconglomérats de ce niveau remanient pratiquement tous les termes du Jurassique (du Lias au Tithonique), des calcaires glauconieux de l'Albien, des calcaires à "Pithonelles" du Crétacé supérieur et, fait exceptionnel, ils contiennent des Orbitolines remaniées. L'origine de ces Orbitolines est énigmatique car on ne les connaît ni dans le Bétique ni dans le Subbétique. Seuls, les calcaires et les marnes de l'Aptien supérieur du Prébétique interne de la Puerta, située sous le front du Subbétique, en contiennent. Etant donné le trop grand éloignement de ce domaine, il faut admettre que des faciès à Orbitolines ont dû se développer dans l'une des unités du Bétique de Malaga ou à leur voisinage.

II. ETUDE DE L'EOCENE DE L'UNITE DE PRAT MAYOR

1° - Introduction

a) Historique

P. Fallot (1945, p. 292-294) avait noté la présence, dans la partie nord-orientale de la Sierra de Espuña, de niveaux du Lutétien inférieur, plissés en petits synclinaux et objet d'exploitation minière. Cet auteur parlait de

"formations marno-gréseuses du Lutétien lignitifère montrant des couches jaunâtres avec les mêmes Lamellibranches blancs que dans la partie haute de Malvariche".

Tout en soupçonnant la présence de contacts anormaux, P.Fallot ne distinguait donc pas le Nummulitique de l'unité de Prat Mayor de celui de l'unité du Morron de Totana.

b) Généralités

Dans la vallée de Prat Mayor, il existe un Nummulitique particulier, appartenant à l'unité de Prat Mayor qui est alors superposée à celle du Morron de Totana. Ces termes éocènes par ailleurs, sont recouverts par un élément tectonique supérieur : l'unité de la Perona.

L'Eocène de l'unité de Prat Mayor est, en effet, réduit en épaisseur et très variable en extension du S au N. Aucun terme n'est continu et on ne peut jamais suivre un niveau ou établir des relations certaines entre les différents horizons.

2° - Base de l'Eocène

a- partie méridionale de l'unité de Prat Mayor

Vers le S, les dolomies liasiques de l'unité de Prat Mayor reposent sur l'unité du Morron de Totana. La série est essentiellement jurassique. Quelques kilomètres à l'W del Valle, lorsqu'on effectue une coupe dans la partie haute de la vallée de Valdelaparra, apparaissent au toit des calcaires jurassiques (fig. 99)

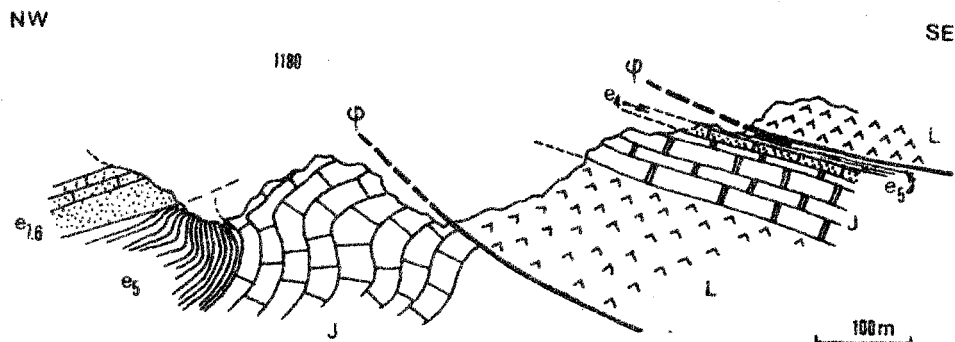


fig. 99 L'Eocène de la partie méridionale de l'unité de Prat Mayor
Commentaires dans le texte.

1. un conglomérat très mince (20 cm à 1 m

) identique à celui

rencontré dans l'Eocène de l'écaille de la Fuente Blanca (niveau e4 fig. 98)

2. 1 m, au maximum, de calcaires à Alvéolines absolument identiques à ceux rencontrés dans l'écaille de la Fuente Blanca et dans l'unité du Morron de Totana, rattachables à l'Yprésien.

Vers le N, nous n'avons pu mettre en évidence, à la base de l'Eocène ces termes yprésiens.

b- Partie septentrionale de l'unité de Prat Mayor-Zone du Prado Chico

Nous avons vu qu'en se dirigeant vers le NE de la Sierra de Espuna, par abaissement d'axe des différentes structures, on recoupait les différentes unités plongeant alors vers le NE.

Au N du Cortijo du Prado Chico, le long du chemin des Mines de Prat Mayor, on peut observer la base du Tertiaire ; de bas en haut, on relève la succession suivante (fig. 100)

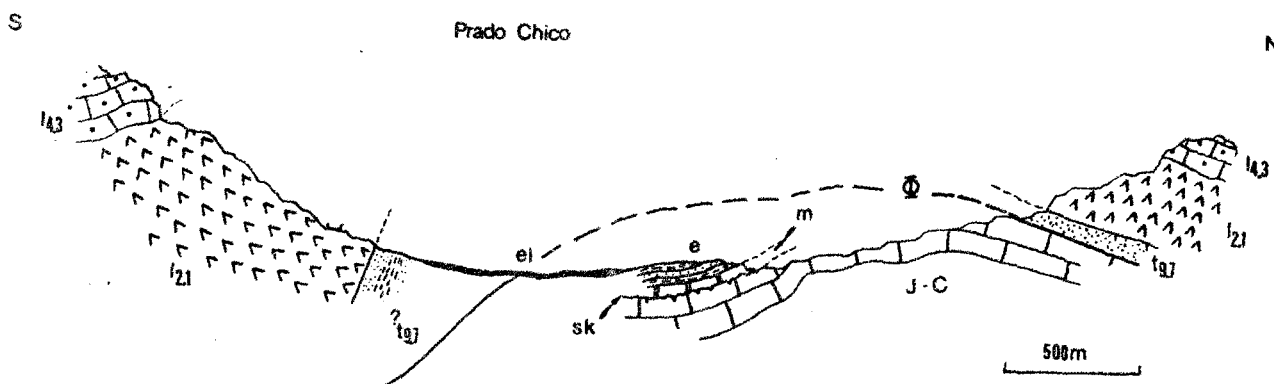


fig. 100 Eocène de la dépression du Prado Chico

unité de Prat Mayor : J-C : calcaires jurassiques et crétacés ; sk : surface karstique au toit des calcaires J-C ; m : calcaires à Miliolites ; e : grès microconglomératiques et marnes sableuses de l'Eocène inférieur.

unité de Perona : t : Trias ; l_{2.1} : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; l_{4.3} : calcaires du Lias inférieur et moyen.

J. des calcaires jurassiques et crétacés compacts, en bancs nets ; le toit du Jurassique est très fissuré et représente fort vraisemblablement une surface karstique (sk) ;

(m). sur le karst, installé au toit des calcaires (J), un niveau peu épais de calcaires à Miliolites, dont l'âge est incertain ;

e. une alternance de marnes ocre et de calcaires gréseux roux.

Ces niveaux présentent de grandes affinités avec les niveaux micro-

conglomératiques situés entre les calcaires à Alvéolines de l'Yprésien et les calcaires lutétiens de l'unité du Murrion de Totana. On y observe des micro-galets de dolomies, de calcaires oolitiques jurassiques, des débris d'Orbitolines finement gréseuses, des galets de calcaires à Pithonelles du Crétacé, des houppes remaniées de Microcodium et des Algues. De plus, en lame mince, certains niveaux ont fourni :

Distichoplax biserialis Dietrich, Miliolidés, débris d'Algues, de Rotalidés et de très nombreux quartz anguleux, les situant au moins à l'Eocène inférieur.

Aucun niveau supérieur n'est décelable dans la zone du Prado Chico, recouverte d'alluvions.

3°- La série éocène de l'unité de Prat Mayor : Partie médiane

a. Vallée de Valdelaparra

Cette vallée est d'accès difficile par le S mais aisé par le N, puisqu'un chemin (abandonné) part du Cortijo du Prado Chico en direction du SW et rejoint le Cortijo isolé de Valdelaparra. Les affleurements sont médiocres car très couverts. Il y a quelques années (1962), un puits de mine a été foncé en vue de l'exploitation des lignites des formations tertiaires. Grâce aux données que nous avons pu récolter dans ce puits profond de 150 m environ, nous avons pu définir schématiquement les niveaux éocènes suivants (fig. 101)

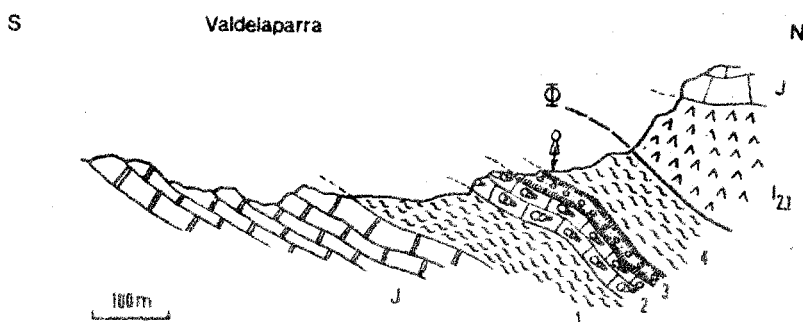


fig. 101 Eocène de la vallée de Valdelaparra : commentaires dans le texte.

De bas en haut :

1. sur les calcaires jurassiques (J), repose une première série de marnes ocres à Gastéropodes ;

2. vient ensuite une première barre de calcaires à Gastéropodes, Lamellibranches et Miliolites ;

3. Sur ce niveau reposent les horizons d'argiles noires bitumineuses à lignite, associées à des calcaires à Gastéropodes et des conglomérats à quartz blanc ;

4. Enfin, viennent des marnes ocrees identiques à (1).

Cette coupe se complète dans la vallée de Prat Mayor et permet de préciser, dans son ensemble, le problème de l'âge des formations à lignite.

b. Eocène de la vallée de Prat Mayor

Les couches ligniteuses que P. Fallot (1945) attribuait au Lutétien inférieur, font l'objet, dans la vallée de Prat Mayor, d'une exploitation artisanale très ancienne. Malgré l'abondance relative des différents points d'extraction, on n'observe jamais les relations entre les deux types de formations éocènes :

1. marnes sableuses et grès calcareux ;
2. argiles à lignite ;

Les séries qui affleurent dans le fond de la vallée sont intensément disloquées tectoniquement. On ne peut pas suivre une formation donnée sur plus de quelques centaines de mètres. Nous avons pu néanmoins mettre en évidence le substratum du Tertiaire. Au centre de la vallée, il est fait de calcaires compacts du Crétacé supérieur et à l'W, de Jurassique.

Nous effectuerons une série de coupes dans la vallée de Prat Mayor, en fonction des données de terrain et des renseignements fournis par les différentes exploitations.

1°) Coupe en amont de Prat Mayor (niveau des premières exploitations).

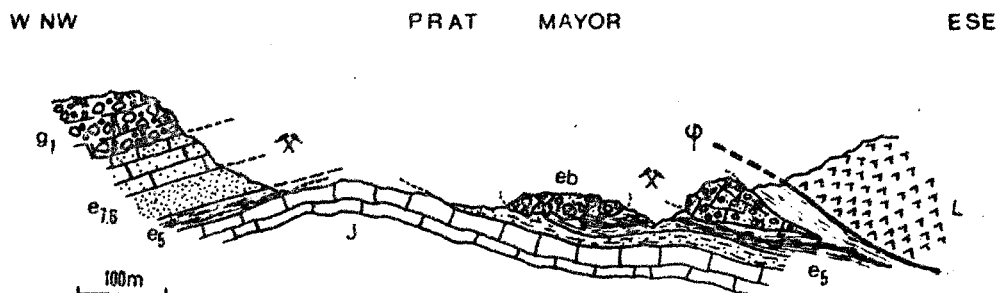


fig. 102 L'Eocène de l'unité de Prat Mayor, au niveau des exploitations de lignite.

Cette coupe montre :

. sur des calcaires compacts bien lités, jaunâtres, rattachables au Jurassique, (J) viennent un ensemble de marnes ocres, bleues en profondeur, comportant des niveaux de calcaires marneux à Gastéropodes, des conglomérats à galets de quartz blancs et des niveaux de lignite assez évolués (e_5).

. dans ces formations, vient s'intercaler une lentille de quelques dizaines de mètres d'épaisseur de conglomérats calcaires à nombreux éléments jurassiques ;

. sur ces termes appartenant donc à l'unité de Prat Mayor reposent, en contact anormal, les dolomies de base de l'unité de Perona (L).

2°) Coupe en aval de Prat Mayor, au niveau des dernières exploitations de lignite.

Nous avons déjà abordé la plus grande partie de l'étude de cette coupe lors de l'étude du Crétacé de l'unité de Prat Mayor (fig. 79).

Le Crétacé supérieur, rappelons-le, est calcaire. Au toit de ces calcaires, on observe, de bas en haut :

1. quelques mètres de marnes ocres conglomératiques (niveau B, fig. 80) ;
2. une barre de 3 m de calcaires compacts, blancs, roses, rouges ou bruns à Miliolites et Gastéropodes (niveau C, fig. 80) ;

le toit des calcaires est une surface durcie, ferrugineuse, fort épaisse. On y observe également d'importantes fissures traduisant l'existence d'un karst. Ces diaclases sont comblées d'un matériau grés-ferrugineux à débris, assimilable au niveau supérieur ;

3. une série de grès microconglomératiques calcaires et de marnes gréseuses ocres (niveau D, fig. 80) ; ce niveau est identique à celui qui a été rencontré dans la série de la Fuente Blanca (1 à 4 fig. 98) et dans la partie septentrionale de l'unité de Prat Mayor (e fig. 100).

Dans la partie septentrionale de l'unité, nous avons vu que la base de cette formation flyschöide, contenait Distichoplax biserialis. Etant donné que ces grès calcareux et ces marnes gréseuses sont toujours situées au-dessus des niveaux à Miliolites, eux-mêmes superposés au Crétacé supérieur, nous pensons qu'on peut les rattacher à l'Eocène inférieur.

4° - Conclusions relatives à l'Eocène de l'unité de Prat Mayor

L'Eocène de l'unité de Prat Mayor est foncièrement différent de celui du Morron de Totana.

Il est réduit et les termes représentés essentiellement sont d'origine lagunaire (argiles à lignite) ou très néritiques (grès et marnes gréseuses).

Les relations entre ces différents termes sont inconnues.

C'est néanmoins à partir de la série définie dans l'unité du Morron de Totana que l'on peut situer stratigraphiquement les différents types d'Eocène rencontrés.

a- Marnes et grès microconglomératiques

Rappelons que dans l'extrémité sud-ouest de la Sierra de Espuña (coupe de la fig. 96), entre les calcaires à Alvéolines de l'Yprésien et les calcaires à Nummulites, Alvéolines et Orbitolites du Lutétien moyen, se place une série de grès calcareux microconglomératiques et de marnes ocre. De plus, dans le synclinal de la Fuente Blanca, sur quelques mètres de calcaires à Alvéolines de l'Yprésien, on observe la même série de type "flysch", particulièrement bien développée. Par comparaison, nous placerons donc dans l'Eocène inférieur les grès microconglomératiques et les marnes sableuses de l'unité de Prat Mayor. Cette attribution est confirmée, localement, dans la zone du Prado Chico, par la présence de Distichoplax biserialis Dietrich à la base de la série.

Les éléments remaniés proviennent d'un bâti jurassique et Crétacé, exondé, proche de leur point de sédimentation. Ils ont, en effet, le même faciès que les différents termes de l'unité de Prat Mayor. Le seul fait troublant est la présence d'Orbitolines remaniées dont on ne connaît pas l'existence dans toute la Sierra de Espuña.

La faune de cette première formation est très pauvre (sauf à certains niveaux de base du Paléocène).

En conclusion, les marnes sableuses et les grès microconglomératiques de l'unité de Prat Mayor débuteraient à la base de l'Eocène et peuvent monter dans le Lutétien basal.

b- Argiles à lignite

Ces argiles sont lacustres. Quelques venues conglomératiques de quartz

blanc sont les seuls apports détritiques décelables. La faune est assez abondante mais fort mal conservée. Elle a des affinités avec la faune lacustre rencontrée dans les lignites de Selva et de Binisalem à Majorque. Etant donné l'imprécision de détermination des Gastéropodes et leur place très difficile à préciser dans le Nummulitique, nous ne tirerons aucune conclusion stratigraphique définitive. L'espèce la plus "caractéristique" du niveau est Melania pachecoi Vidal. Vidal a placé le fossile dans le Garumnien. Or, P. Fallot (1924) qui étudie de nouveau cette forme la rapproche de Mel. albigensis Noul. du Sannoisien ! Il fait alors de Mel. pachecoi un fossile caractéristique du Stampien.

Dans l'unité du Morron de Totana, les niveaux de calcaires et de marnes à Gastéropodes (avec lentilles de lignite) sont situés entre les calcaires du Lutétien supérieur et ceux transgressifs de l'Auversien. Nous pensons donc que l'on peut assimiler les niveaux à lignite de Prat Mayor au Lutétien supérieur.

c- Les conglomérats calcaires

Ces conglomérats, formés de galets de calcaires jurassiques, sont très semblables à ceux qui forment le front nord de la Sierra de Espuña, et qui sont transgressifs sur n'importe quel terme et n'importe quelle unité. Il s'agit cependant de deux formations totalement différentes. Les conglomérats calcaires visibles sur la rive droite de la vallée de Prat Mayor, au niveau des Mines de lignite, forment une lentille incluse dans les formations à lignite. Cette dernière, très localisée, s'effille rapidement. Elle est encadrée par des horizons conglomératiques et des marnes annonçant cette brusque décharge. De tels conglomérats ont un trait caractéristique : ils possèdent de nombreux quartz blanc laiteux alors que ceux de la base de l'Oligocène n'en contiennent pas (fig. 102).

Etant donné sa localisation, cette lentille correspond très vraisemblablement au remplissage d'un chenal torrentiel au sein du bassin où se sont déposés les lignites.

B. L'EOCENE SUPERIEUR

Dans la Sierra de Espuña, l'Eocène supérieur est postérieur à la phase tectonique majeure ayant mis en place les Malaguides.

Il est transgressif à la fois sur l'unité du Morron de Totana et sur celle de Prat Mayor (fig. 166).

Nous examinerons deux profils caractéristiques.

1°) Partie haute de alvariche (fig. 95).

Les niveaux transgressifs de l'Eocène supérieur sont représentés sur la figure 95

On note du S vers le N, en série inverse :

. des conglomérats peu consolidés, p. lygéniques, ocre (niveau 6).
Des galets de 2 mm à quelques centimètres de diamètre composent des conglomérats : ce sont des quartz arrondis, blancs, éolisés, aplatis et mats ainsi que quelques galets de lydienne noire (Paléozoïque)...

. des sables roux argileux et ferrugineux, suivis de quelques mètres de calcaires gris-noir à Gastéropodes (niveau 7) ; au N de cet horizon sableux, viennent de nouveau des calcaires marno-gréseux à Nummulites du Lutétien (niveau 8) surmontant apparemment les niveaux conglomératiques. Un accident F vertical provoque cette répétition ;

. des conglomérats peu consolidés avec intercalations de couches à Gastéropodes (niveau 9).

Dans les conglomérats, on relève la présence d'éléments surtout jurassiques : calcaires à Trocholina et Globochaete alpina, calcaires oolitiques, etc. Certaines couches sont plus riches en ciment. Elles ont livré :

Baculogypsina sp.

Eorupertia sp.

Chapmanina sp.

Fabiania sp. et de nombreux Rotalidés, des Algues, Miliolés et Arénacés. Les conglomérats (9) sont donc de l'Auversien ;

. terminant la série éocène, une masse importante de calcaires à Algues très compacts (niveau 10) qui forme le flanc méridional del Bosque.

La faune rencontrée dans ces horizons est riche : on observe, en effet, la présence de (*) :

Nummulites incrassatus de la Harpe

N. chavannesi (Prever)

Chapmanina sp.

Halkyardia sp.

Discocyclina sp.

Operculina sp.

O. gr. alpina et des Algues, Miliolidés, Echinidés.
ensemble faunistique indiquant l'Eocène supérieur.

. en continuité parfaite avec les calcaires de l'Eocène supérieur, des calcaires compacts à galets épars (niveau 11) : les galets sont jurassiques (Clypeina jurassica, Pseudocyclamina sp.) et de ciment oligocène car il livre des Amphistégines et des débris de Lepidocyclines.

Cette série oligocène se prolonge par des conglomérats calcaires (g) que nous étudierons plus loin dans le chapitre consacré à l'Oligocène.

Conclusions :

La base de l'Auversien est transgressive discordante. Elle est marquée par la présence de matériaux issus d'un bâti probablement interne, émergé et sujet à l'érosion aérienne (galets de quartz éolisés) dont c'est la première trace. Vers le NE, ces couches sont transgressives et discordantes sur l'unité du Morron de Totana puis sur celle de Prat Mayor.

(*) déterminations de M.L. Hottinger.

L'Auversien, est riche en quartz détritiques. Il est franchement marin et formé de calcaires à Algues, à *Fabiania* sp. et *Chapmanina* sp.

Le sommet de l'Eocène supérieur, dans cette coupe, n'est pas marqué par un changement de faciès puisque, dans la partie terminale des calcaires (10), on décèle la présence de l'Oligocène basal. Quelques galets jurassiques, assez importants y annoncent les faciès conglomératiques puissants qui vont se développer à l'Oligocène.

2° Partie moyenne de Malvariche, coupe del Bosque.

Cette coupe se situe dans la partie médiane de la vallée de Malvariche. Les niveaux de base de l'Eocène étant remarquablement constants du NE vers le SW, nous nous intéresserons aux niveaux transgressifs de l'Eocène supérieur.

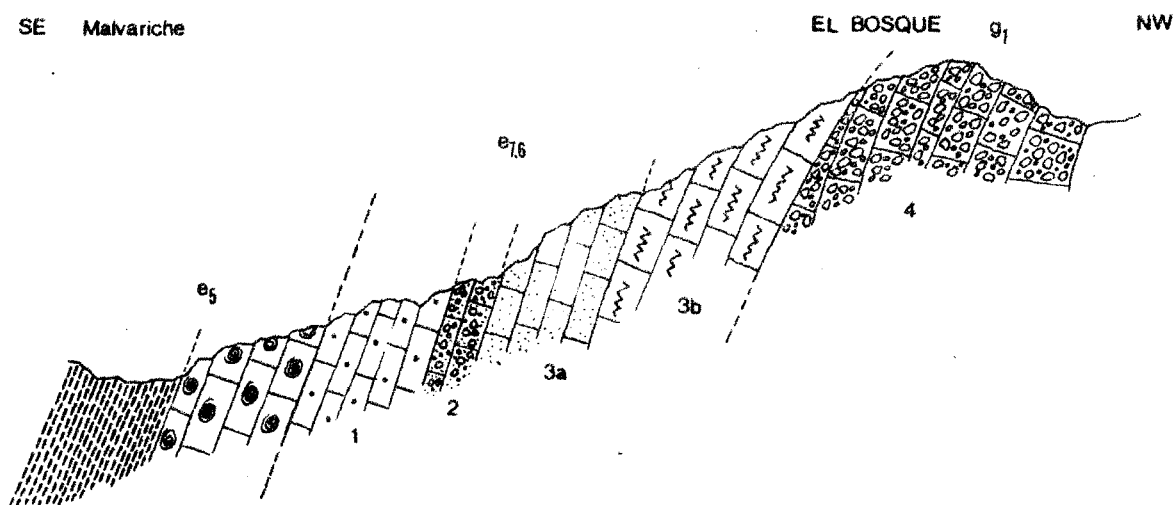


fig. 103 La série éocène du flanc sud del Bosque
Commentaires dans le texte.

La base de la série est constituée de calcaires à Alvéolines de l'Yprésien, suivis de l'ensemble marneux du Lutétien : calcaires marneux et marnes à Nummulites à test épais (e_5).

Sur ce Lutétien à Nummulites formant toute la dépression de Malvariche, repose une série constituant le flanc sud-est du massif del Bosque. On observe (fig. 103) :

1 - des calcaires gréseux gris-jaunâtre à Nummulites et Orbitolites ayant fourni la microfaune suivante (*):

Alveolina gr. fusiformis Sow.

Al. gr. fragilis Hott.

Orbitolites sp.

Eorupertia sp.

Gypsina sp.

Gypsina globulus Reuss

Nummulites gr. perforatus (Montf.)

Ces niveaux peuvent être attribués encore au Lutétien supérieur ;

2 - des conglomérats très riches en quartz, identiques à ceux de la coupe précédente mais un peu plus consolidés, situés à la base de l'Eocène supérieur transgressif ;

3 - une série de calcaires à grains de quartz (3a) suivis de calcaires à Algues, compacts ou rognonneux (3b), contenant une abondante microfaune (*).

Nummulites gr (?) stellatus

N. fabianii (Prever)

N. aff. fabianii (Prever)

N. chavanessi de la Harpe formes A et B

Discocyclina fortisi (d'Arch.)

D. sp.

Asterocyclina sp.

Actinocyclina sp.

Grzybowskia sp.

Operculina cf. alpina H. Douv.

O. sp.

Heterostegina gr. heterostegina Silvestri

H. n. sp. Hottinger

Spiroclypeus sp.

Stovisella sp.

Algues, Miliolites et Rotalidés.

La présence de Fabiania sp. à base des calcaires 3a nous fait penser que cette série éocène supérieur débute à l'Auversien.

(*) déterminations de M.L. Hottinger

4 - des conglomérats calcaires (uniquement formés de galets de Jurassique) que nous étudierons plus loin dans le chapitre relatif à l'Oligocène, reposant, en discordance nette, sur les calcaires (3)

3°) Partie sud-occidentale de Malvariche (fig. 96).

Les niveaux de l'Eocène supérieur situés dans la partie sud-occidentale du front de la Sierra sont essentiellement marneux. On relève en effet, sur les couches lutétiennes :

. une alternance de marnes rouges, ocres par altération, et de calcaires à Algues et à débris (niveaux 11 et 12, fig. 96). La surface inférieure des bancs calcaires du niveau 12 est très riche en oxyde de fer.

Les marnes ont livré la microfaune suivante. (X) :

Globigerina rohri Bolli

Globigerinita dissimilis (Cush. et Berm.)

Globorotalia cocoaensis Cush.

Glob. cf. centralis Cush. et Berm.

Almaena epistominoides (Marie)

Cibicides carrascalensis Colom

C. cf. carrascalensis

Bulimina cf. truncana Gumb.

Uvigerina cf. curta Cush. et Jarv.

Vaginulina cf. gladius (Filippi)

Hantkenina cf. alabamensis Cush.

Les quelques Nummulites dégagées que fournissent ces marnes sont

(XX) : Nummulites fabianii Prever

N. chavannesi de la Harpe

Les niveaux calcaires que l'on trouve intercalés dans ces marnes sont micro-conglomératiques et révèlent, en lame mince, de nombreuses Sphaerogypsines, des Amphistégines et Discocyclina cf. discus (Kaufm.) -sella (d'Arch.).

En résumé, la série post-tectonique de la Sierra de Espuña est formée d'Auversien ou "Biarritzien" conglomératique et très riche en quartz éolisé alors que le Friabonien s.s est calcaire au NE et marneux au SW.

(X) déterminations de M.J. Magné

(XX) déterminations de M.A. Blondeau.

C. CONCLUSIONS A L'ETUDE DE L'EOCENE DU BETIQUE DE MALAGA DE LA SIERRA DE ESPUÑA

Mis à part les séries transgressives de l'Auversien-Eocène supérieur, il existe dans la Sierra de Espuña deux types d'Eocène, localisés dans deux unités tectoniques différentes ; on distingue :

1° l'Eocène de l'unité du Morron de Totana

Il débute à l'Yprésien et présente continûment des faciès marins entrecoupés de faibles épisodes saumâtres dans sa partie nord, jusqu'au Lutétien supérieur. On ne retrouve pas vers le SW les niveaux saumâtres. Cette disparition correspond d'ailleurs à une accentuation des faciès marins dans cette direction, dès le Lutétien inférieur.

Malgré cette augmentation vers le SW de la profondeur du fond marin, les séries éocènes montrent toujours des faciès peu profonds.

2° L'Eocène de l'unité de Prat Mayor

Il est marin mais très détritique à la base (Eocène inférieur) et continental ensuite, durant le Lutétien supérieur très vraisemblablement. Corrélations des séries anté-auversiennes de part et d'autre de la "zone-limite" du Rio de Pliego

Au N de la Sierra de Espuña, dans l'unité subbétique de la Sierra



de Ponce, le Lutétien inférieur et moyen marneux est très réduit à l'affleurement. L'Eocène est surtout représenté par les couches transgressives de l'Auversien-Eocène supérieur. P. Fallot (1931) a longuement insisté sur la parenté des séries nummulitiques de la Sierra de Espuña (Bétique de Malaga) et de la Sierra de la Peña Rubia (Subbétique de l'unité de la Sierra de Ponce). Cette apparente similitude de faciès l'avait poussé, pendant un temps, à assimiler au Pénibétique, c'est-à-dire à une nappe interne, les reliefs subbétiques situés au N de la Sierra de Espuña.

Malheureusement, la quasi-totalité des termes de la Sierra de la Peña Rubia (Subbétique méridional) n'est pas éocène mais oligocène, comme nous le prouverons plus loin. La liaison des domaines subbétiques et malagais tentée un temps par P. Fallot n'est pas valable au niveau de l'Eocène inférieur et moyen.

D. Comparaisons de l'Eocène de la Sierra de Espuña avec les séries situées à l'W

. Dans la région de Veléz Rubio, 50 km à l'W de la Sierra de Espuña, H.J. Mac Gillavry et alt. (1963) indiquent que l'Yprésien, formé de calcaires à Alvéolines et à Nummulites, gréseux à la base, est transgressif sur le Crétacé ou sur le Tithonique. Viennent ensuite une alternance de calcaires gréseux bruns et de marnes à Discocyclines, Nummulites et Assilines du Lutétien ;

. Au Palo de Malaga, 300 km au SW de la Sierra de Espuña, J. Azéma (1961), signale la présence, sur des couches à Microcodium (limite Paléocène-Crétacé), de 20 m de calcaires avec , à la base, Distichoplax biserialis du Paléocène et plus haut, Alveolina indicatrix, A. sicula et Al. oblonga de l'Yprésien. La série éocène se terminerait par des calcaires laguno-saumâtres à Gastéropodes.

De nombreuses remarques s'imposent :

- a. dans les trois secteurs en question : Sierra de Espuña, Palo de Malaga, zone de Velez Rubio qui appartiennent tous au Bétique de Malaga, les calcaires à Alvéolines (Yprésien) sont transgressifs et présentent le même faciès ;
- b. comme au Palo de Malaga, aux calcaires à Alvéolines de l'Yprésien succède, dans l'unité du Morron de Totana, un épisode laguno-saumâtre. Nous situons cet épisode au Lutétien inférieur ;
- c. comme dans la région de Velez Rubio, des marnes et des calcaires à Nummulites et Assilines succèdent à ce Lutétien inférieur dans l'unité du Morron de Totana.

En résumé, la série du Morron de Totana est beaucoup plus complète et plus puissante que partout ailleurs dans le Bétique de Malaga. Mais fait déjà souligné à propos de l'étude du Jurassique et du Crétacé, les séries éocènes représentées au Palo de Malaga, dans la zone de Velez Rubio et dans la Sierra de Espuña, sont presque identiques, ce qui prouve la remarquable régularité de sédimentation dans le vaste domaine du Bétique de Malaga.

8. CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

L'Eocène est très diversifié sur le méridien de Calasparra, puisqu'on rencontre des séries différentes dans chaque unité tectonique. La paléogéographie de la chaîne est beaucoup plus complexe durant l'Eocène qu'aux temps crétacés. Les premiers mouvements orogéniques affectent en effet les différents domaines, de manière sensible, dès l'Eocène inférieur.

C'est à l'Eocène que les apports détritiques sont maximaux.

- a. au N, dans la zone intermédiaire de la Puerta et dans l'unité subbétique la plus septentrionale (unité de los Rameles), les apports abondants proviennent du bâti de la Meseta ibérique ;
- b. au S, dans le Bétique de Malaga, ces apports proviennent des zones internes S.S.

De plus, la fin du Lutétien supérieur et de début du Priabonien (Auversien) voient la mise en place des unités du Bétique de Malaga et de la partie interne du Subbétique.

L'Eocène s'est principalement sédimenté dans deux bassins principaux :

- 1°) un bassin septentrional où la sédimentation est continue durant tout l'Eocène.

Au S du talus correspondant à la remontée du socle vers la Meseta ibérique, ce bassin a donné naissance du N vers le S :

- 1° - à la série éocène de la Puerta (Prébétique interne) : marine, complète mais très détritique,
- 2° - à celle de l'unité de los Rameles (Subbétique externe la plus septentrional) : marine, complète et présentant les faciès intermédiaires entre ceux de la série de la Puerta et ceux du Subbétique plus méridional ;
- 3° - à celle de l'unité de la Loma de Solana : complète et marine, essentiellement marneuse et pélagique. Les apports détritiques y sont réduits au minimum.

Vers le S, on observerait une remontée assez brutale vers le domaine du Subbétique médian puisque l'unité de Burete ne comporte pratiquement pas d'Eocène.

L'évolution que l'on constate dans le bassin externe du Subbétique se superpose presque exactement à celle observée dans les séries crétacées.

2° un bassin méridional

On ne possède pas tous les constituants de ce bassin car il a été fortement perturbé par les événements tectoniques. Néanmoins, on peut supposer que ce bassin était constitué, du N vers le S, avant la phase tangentielle de la base de l'Eocène supérieur, par :

- 1 - la zone de sédimentation de la série de l'unité de la Sierra de Ponce, réduite au Lutétien inférieur et moyen, dans sa partie septentrionale ;
- 2° - la zone de sédimentation de la série de Mula, un peu plus méridionale à notre sens que la précédente. Sa série éocène est marine et très complète.

La position paléogéographique de la série de l'unité del Calvillo, apparemment complète mais marquée par des épisodes saumâtres à l'Eocène inférieur et par une série calcaire et marneuse riche en épisodes conglomératiques à l'Eocène moyen, est mal définie. Cette série démontre une remontée sensible du fond marin.

L'évolution vers le S de ce bassin éocène méridional se ferait de deux manières totalement différentes suivant la place paléogéographique que l'on attribue au Bétique de Malaga.

A. Si l'on adopte pour le Bétique de Malaga une origine septentrionale par rapport aux Alpujarrides et une mise en place des unités internes par sous-charriages du S vers le N, la succession paléogéographique originelle serait identique à celle observée actuellement.

A une distance plus ou moins grande du bassin éocène méridional défini précédemment, on aurait une zone émergée dès le début de l'Eocène moyen correspondant aux unités les plus élevées de la Sierra de Espuña (Unités de Perona et de Prat Mayor). Cette zone essentiellement calcaire serait probablement amygdalaire et subirait une érosion dès l'Eocène inférieur. En témoignent les grès microconglomératiques de l'Eocène inférieur qui remanient toute sorte de niveaux du Jurassique, du Crétacé inférieur -en particulier des Orbitolines- et du Crétacé supérieur.

Au S de cette zone viendrait une plateforme immergée où se serait sédimentée la série éocène de l'unité du Morron de Totana. Les dépôts y débutent à l'Yprésien et sont continus jusqu'au Lutétien supérieur. Ce bassin est directement sous l'influence d'apports détritiques très importants dès la base de l'Eocène et provenant très vraisemblablement du S.

Cette hypothèse place entre le bassin subbétique au N et celui du Bétique de Malaga au S une ride émergée plus ou moins large. Cela expliquerait les différences de leurs séries respectives éocènes (inférieur et moyen).

B. Dans l'hypothèse d'une origine méridionale du Bétique de Malaga par rapport aux Alpujarrides et d'une mise en place par charriages du S vers le N, chaque unité malagaise aura une position tectonique d'autant plus élevée, que son origine sera plus méridionale.

Le bassin méridional du Subbétique évoluerait lentement pour subir une remontée vers le S (inconnue actuellement car cachée sous les nappes internes). On passerait donc au continent émergé des Alpujarrides et des Névado-Filabrides qui ne révèle aucun terrain éocène. Au S de cette plateforme, se développerait le bassin éocène de l'unité du Morron de Totana, qui se relèverait progressivement vers une zone émergée, inconnue également, frangée par des lagunes ayant donné les sédiments laguno-lacustres de l'unité de Prat Mayor.

Quelle que soit l'hypothèse adoptée, après la mise en place des unités supérieures de la Sierra de Espuña, la partie interne du Subbétique et le Bétique de Malaga ont été recouverts par la même transgression datée à la base de l'Auversien, prélude au grand comblement qui se poursuit jusqu'au Burdigalien dans la zone-limite du Rio de Pliego.

CHAPITRE VI

OLIGOCENE

C H A P I T R E VI

OLIGOCENE ET "AQUITANIEN"

1. INTRODUCTION - GENERALITES	306
2. OLIGOCENE DU DOMAINE PRÉBETIQUE	308
3. OLIGOCENE ET "AQUITANIEN" DE L'UNITE DE LA LOMA DE SOLANA	310
4. OLIGOCENE ET "AQUITANIEN" AU S DU SUBBETIQUE MERIDIONAL	312
5. OLIGOCENE ET "AQUITANIEN" DE L'UNITE DE MULA	320
6. OLIGOCENE ET "AQUITANIEN" SITUES AU N DE LA SIERRA DE ESPUÑA	326
7. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES SUR L'OLIGOCENE ET L'"AQUITANIEN" DE LA "ZONE-LIMITE"	342
CONCLUSIONS GENERALES SUR L'OLIGOCENE ET L'"AQUITANIEN".	344

C H A P I T R E VI

L' OLIGOCENE ET L'"AQUITANIEN"

1° INTRODUCTION

Jusqu'à présent, très peu de termes oligocènes avaient été inventoriés dans la Province de Murcie. Cela résulte du fait que l'Oligocène est souvent sous des faciès marneux et que les niveaux calcaires à grands Foraminifères sont rares.

L'Oligocène, sur le méridien de la Sierra de Espuña, se cantonne dans des zones bien précises (fig. 104) :

1. dans le domaine prébétique (NW et E de Calasparra), il est sous forme de marnes rouges, continentales, avec quelques horizons marins à Huîtres ;

2. dans la zone intermédiaire de la Puerta, l'Oligocène est marin. Il est calcaire puis marneux et passe sans discontinuité apparente au Miocène inférieur dans la Sierra de la Puerta ;

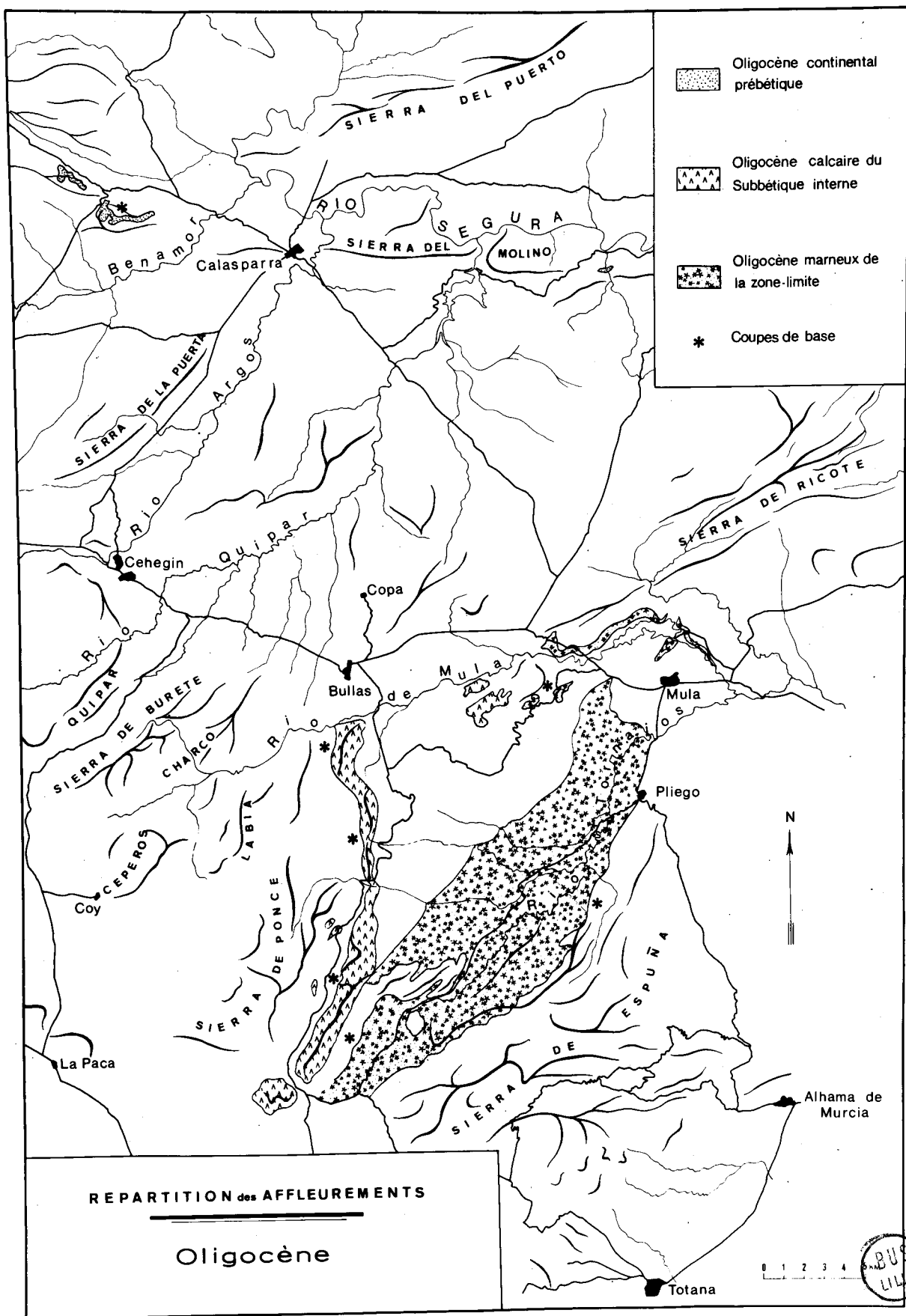
3. dans l'unité de la Loma de Solana (Subbétique externe), l'Oligocène est marneux et transgressif ;

4. dans la "zone-limite" du Rio de Pliego qui sépare le Subbétique interne du Bétique de Malaga, il présente des faciès assez variables de part et d'autre de la dépression mais, associé à l'Eocène supérieur transgressif et supportant le Burdigalien marneux, il unit les deux grands domaines ;

5. dans la série de l'unité de Mula, l'Oligocène revêt également des faciès typiques de la "zone-limite".

L'étude chronostratigraphique de l'Oligocène est délicate. On ne connaît pas exactement la correspondance entre les faunes de grands Foraminifères et la microfaune pélagique.

fig. 104 Répartition des affleurements oligocènes.



- Dans les séries contenant des grands Foraminifères, nous avons adopté les subdivisions établies en Italie du Nord par Cl. Lorenz (1962)

Dans l'Oligocène on distinguerait deux zones :

1. la zone α (Stampien inférieur) caractérisée par la présence de Mammulites seules ;

2. la zone β (Stampien supérieur) avec les Mammulites et les Lépidocyclines (Néphrolépidines et Eulépidines).

Rappelons ici pour mémoire les trois zones suivantes (Miocène inférieur) :

3. la zone γ (Aquitainien inférieur) avec la même association que dans la zone β mais sans les Mammulites et l'apparition des Miogypsiniés (Miogypsinoïdes et Miogypsina) ;

4. la zone δ (Aquitainien supérieur) avec les Néphrolépidines seules, associées à Miogypsina et Miogypsinoïdes ;

5. la zone ϵ (Burdigalien) avec la coexistence de Miogypsina et de Néphrolépidines seules.

- Dans les séries marneuses, la zonation, établie par J. Magné, en partie d'après les données de l'Oligo-Miocène du Bassin d'Aquitaine, est la suivante :

sur l'Eocène supérieur à Almaena epistominoides (Marie) vient :

1. un Oligocène inférieur à Almaena cf. epistominoides (Marie) et Al. cf. abrardi (Poignant) (*)

2. un Oligocène supérieur à Almaena escorne bovensis (Sigal) et Al. hieroglyphica (Sigal) var. bartensteini Sigal.

Lorsque certains niveaux durs s'intercalent dans la série marneuse, le problème de corrélation entre les grands Foraminifères et les petits est résolu. Ont été trouvés en association :

(*) cette forme que M.J. Magné rapproche d'Almaena abrardi (Poignant) diffère de celles du groupe epistominoides-colomi-crenata par ses loges beaucoup moins bombées du côté ombilical.

a. Almaena cf. epistominoides, Al. cf. abrandi et Nummulites inter-
medius, Lépidocyclines ;

b. Almaena escornebovensis et Lépidocyclines, Miogypsinoïdes com-
planata.

Bien qu'appartenant au Miocène inférieur, nous associerons à l'étude de l'Oligocène celle de l'"Aquitanién" car ce dernier étage est souvent représenté par des faciès semblables à ceux de l'Oligocène sous-jacent.

2. OLIGOCENE DU DOMAINE PREBETIQUE

a. Oligocène du Prébétique s.s.

La présence de l'Oligocène n'avait pas été soupçonnée dans le secteur étudié. Néanmoins, dans le Prébétique de Moratalla, quelques dizaines de kilomètres à l'W de Calasparra, P. Fallot (1945, p. 84) avait attribué hypothétiquement à l'Oligocène des marnes rouges associées à du gypse. Plus tard, M. Durand-Delga et J. Magné (1958) réétudièrent certains niveaux incontestablement marins étant donné la présence d'Huîtres; ils fixèrent un âge oligocène supérieur grâce à la microfaune d'Huîtres, aux Foraminifères, aux Ostracodes et aux Characées.

Nous avons pu trouver quelques affleurements très réduits d'Oligocène continental, au N de Calasparra :

. dans la Sierra de los Falcones (fig. 83) où des marnes rouges (g) sont superposées aux calcaires éocènes (e₅) ;

. au niveau du barrage sur le Rio Quipar, au S de la Sierra del Molino, quelques mètres de marnes rouges oligocènes se trouvent coincées au coeur de synclinaux de calcaires éocènes (g de la fig. 83) ;

. au niveau du Garganton (fig. 124), le toit des calcaires éocènes est une surface karstique. Des marnes rouges à Characées remplissent les fissures de ce karst et se développent sur plusieurs mètres.

b. Oligocène du Prébétique interne de la Sierra de la Puerta.

Au cours de l'Eocène, la sédimentation dans la partie interne du Prébétique, se révèle être continue mais essentiellement détritique. Elle se poursuit très vraisemblablement dans l'Oligocène. Dans la Sierra de la Puerta, on trouve, en effet, en concordance sur les calcaires blancs bartoniens :

1. 40 à 50 m de calcaires en petits bancs légèrement gréseux (niveau g, fig. 84 p. 246) ; ces calcaires n'ont livré que quelques débris de Lépidocyclines et des Amphistégines. Il s'agit donc d'Oligocène s.l.

2. une alternance de marnes blanches et de calcaires molassiques gréseux. Ces assises sont très épaisses (plusieurs centaines de mètres). Elles occupent, en effet, le vaste synclinal de Moratalla, comblé de terrains d'âge essentiellement burdigalien.

Néanmoins, la base de cette série marneuse 2. représente le sommet de l'Oligocène. Elle a fourni, en effet (X) :

Globigerina ciproensis var. angustumbilicata Bolli

(X) Renseignements aimablement communiqués par la Sociedad Exploracion Petroleo Espanola.

G. trilocularis

G. turgida

Globorotalia aequa Cush. et Renz

G. quadrata

microfaune évoquant le sommet de l'Oligocène.

Comme pour le Crétacé et l'Eocène, la série intermédiaire de la Puerta possède, à l'Oligocène, des faciès marins, s'opposant aux faciès continentaux du Prébétique plus septentrional.

Ils se rapprochent nettement de ceux du Subbétique charrié (Oligocène de l'unité de la Loma de Solana)(niveau 8, fig.90 p.259), où l'on voit une série de marnes blanches de l'Oligocène élevé, transgressive sur un Oligocène marneux s.l.

3. OLIGOCENE DE L'UNITE DE LA LOMA DE SOLANA

Dans le synclinal de la Loma de Solana, au SE du Rio Argos, au Rincon de Egea, des calcaires liasiques viennent chevaucher les termes marneux nummulitiques de l'unité de la Loma de Solana. Sur un Eocène marneux, M. Durand Delga et J. Magné (1958) mirent en évidence de bas en haut :

1. des marnes blanches alternant avec des calcaires à Lépidocyclines (Eulepidina sp., Nephrolepidina cf. tournoueri Lem. et Douvil.). Les marnes ont fourni une microfaune de l'Oligocène s.l. Ces auteurs concluent que ces premiers termes en l'absence de Nummulites ou de Miogypsinidés, ne peuvent être qualifiés ni d'Oligocène inférieur ni d'Oligocène supérieur.

2. un ensemble de marnes blanches dont la riche microfaune indique l'Oligocène supérieur ("Aquitarien") avec ,de manière constante, la présence de Globotruncana remaniées.

L'Oligocène est donc transgressif : le Priabonien supérieur est absent et de nombreux éléments anciens se trouvent remaniés dans l'Oligocène.

Depuis 1960, nous avons eu l'occasion de rééchantillonner les niveaux calcaires de la coupe définie par M. Durand Delga et J. Magné (voir fig. 90

et fig. 105 ci-dessous).

NW Rio Argos

SE

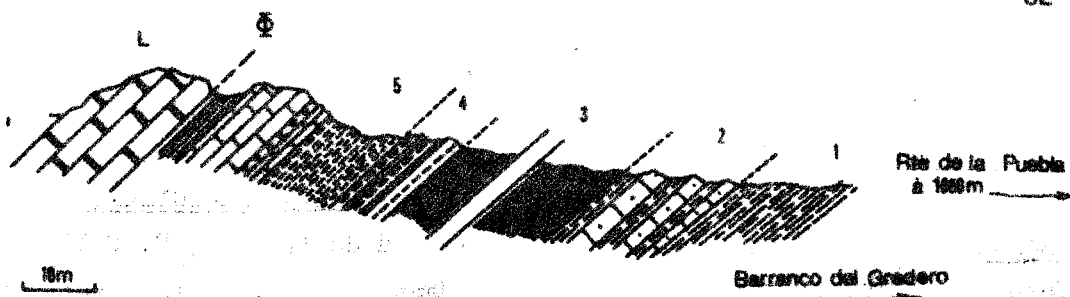


fig.105 L'Oligocène et l'"Aquitanién" de l'unité de la Loma de Solana. Explications ci-dessous.

Sur les marnes blanches priaboniennes (1), vient une série de calcaires marno-gréseux gris glauconieux et de calcaires compacts (2). Sur ces calcaires de base correspondant aux niveaux à Lépidocyclines définis ci-dessus, repose une première série de marnes grises (3) couronnées par quelques bancs de calcaires marno-gréseux gris (4). La partie terminale de l'Oligocène est constituée de marnes blanches (5) contenant quelques niveaux de calcaires marneux bréchiques ayant fourni la microfaune suivante, en lame mince (X) :

Nephrolepidina sp.

Eulepidina gr. dilatata (Micht.)

Spiroclypeus sp.

Miogypsinoides complanata Schlumb.

indiquant la zone Y (Cl. Lorenz) c'est-à-dire l'Oligocène supérieur ou la base de l'"Aquitanién".

Un peu plus haut dans la série, des calcaires marneux blancs ont fourni (X) :

Nephrolepidina sp.

Miogypsina sp.

Spiroclypeus sp.

Operculina sp.

Amphistegina sp.

Robulus sp.

Rupertia sp.

(X) déterminations de M. Cl. Lorenz.

association pouvant caractériser un "Aquitanien" élevé ou déjà le Burdigalien. Cette constatation rejoint la conclusion de M. Durand Delga et J. Magné (1958) qui décelèrent dans les marnes terminales la coexistence d'espèces oligocènes avec quelques formes qui deviennent abondantes dans le Miocène inférieur.

4. OLIGOCENE ET "AQUITANIEN" DU SUBBETIQUE INTERNE : UNITE DE LA SIERRA DE PONCE

A. HISTORIQUE ET INTRODUCTION

Une partie de l'Oligocène de la Sierra de Ponce fut découverte très tôt par P. Fallot (1945). Sur le versant oriental de la Sierra, il avait en effet mis en évidence, pincés dans des marnes, des calcaires à Nephrolepidina tournoueri Lem et R. Douv., N. morgani Lem et R. Douv. et N. marginata Mich. De plus, à l'extrémité nord de l'unité, P. Fallot avait vu des calcaires gréseux "burdigaliens" transgressifs. Cette transgressivité de grès de faciès burdigaliens, nous le verrons plus loin, est indubitable, non pas au sein du Castellar de Bullas, comme l'indiquait P. Fallot, mais un peu plus au S.

Pendant très longtemps donc, cet auteur avait pris argument dans la présence de l'"Aquitanien" à Lépidocyclines, pincé dans des plis aigus régis par une poussée "antibétique", et dans la transgressivité du Burdigalien du Castellar de Bullas pour fixer une phase tectonique importante du Subbétique entre l'extrême fin de l'Oligocène et le Burdigalien.

P. Fallot avait donc pressenti très tôt l'importance des termes du Nummulitique. Malheureusement, la complexité de détail, tant stratigraphique que tectonique de cette région, avait voilé à P. Fallot l'existence de nombreux termes oligocènes dans la partie interne du Subbétique.

Immédiatement au N de la "zone-limite" du Rio de Pliego, qui sépare le Subbétique méridional du Bétique de Malaga, se développe en effet, une puissante série débutant dans l'Oligocène le plus bas pour se terminer dans le Burdigalien.

Sur le Subbétique méridional de l'unité de la Sierra de Ponce repose en transgression une série oligocène complète. Cette unité est ployée, dans sa partie la plus interne, en un vaste anticlinal d'axe nord-sud, à flanc

occidental chevauchant vers l'E-SE.

Nous étudierons successivement les différentes séries oligocènes du N vers le S.

B. OLIGOCENE DE LA PARTIE NORD DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE

La première coupe (fig. 106) que nous allons étudier se situe au N de l'unité de la Sierra de Ponce, au niveau de la Casa del Manzano. Un ravin (le Barranco del Manzano) de direction est-ouest, permet l'observation d'une série à pendage régulier débutant dans l'Oligocène inférieur et se terminant dans le Burdigalien marneux.

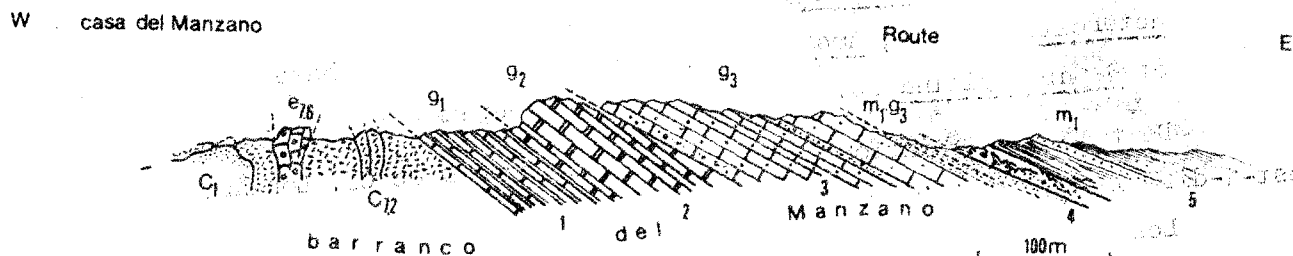


fig. 106 Coupe du ravin de Manzano (partie nord-est de l'unité de la Sierra de Ponce) - Commentaires ci-dessous -

Cette coupe commence, dans le Barranco, un peu en aval de la Casa del Manzano, par des argiles sableuses très glauconieuses de l'Albien (c_1) et par des marnes rouges à Rosalines du Crétacé supérieur ($c_{7,2}$). Notons que l'on observe des calcaires de l'Eocène supérieur en position disharmonique coincés dans ces marnes.

Vers l'E, repose, directement sur le Crétacé supérieur, une série monoclinale à pendage 15° E, constituée de bas en haut par :

1. une alternance très monotone de calcaires gris à odeur fétide et de marnes grises. Nous désignons cette alternance par le terme "série de la Peña Rubia" car, nous le verrons plus loin, elle forme la base du chaînon situé à l'E de Zarzadilla de Totana et appelé Peña Rubia ;

2. des calcaires compacts à Algues et Lépidocyclines ;

3. en discordance nette (10 à 15°) sur les calcaires (2), des calcaires compacts bien lités avec de nombreuses passées conglomératiques de l'"Aquitainien" ;

4. une série de marnes sableuses et de grès argilo-sableux de la partie basale du Burdigalien ;

5. des marnes vertes, conglomératiques à la base, avec passées plus calcaires, à plaquettes siliceuses. Ce niveau se situe dans le Burdigalien.

La série (1) est très pauvre en microfaune. Les calcaires marneux, en lame mince, montrent quelques rares Globigérines et Miliolles. Le faciès même de ces roches traduit un milieu de sédimentation peu aéré et peu propice au développement de grands Foraminifères et de microfaune. Ces calcaires sont riches en hydrocarbures et caractérisent un bassin fermé. Nous n'avons pas pu trouver, dans cette coupe, une faune qui fixât un âge. Heureusement, cette série, au N dans le Castellar de Bullas et au S dans la Sierra de la Peña Rubia, a fourni dans sa partie moyenne, de la microfaune caractéristique du niveau à Almaena cf. epistominoides, donc de l'Oligocène inférieur.

Les calcaires (2), sont des niveaux à Lépidocyclines mais nous ne les faisons pas correspondre aux niveaux "aquitaniens" de P. Fallot car ils contiennent encore des Nummulites alors que le gisement exploité par P. Fallot contient des Miogypsines ; en lame mince, nous avons pu déterminer :

Nephrolepidina tournoueri Lem et R. Douv.

Nummulites cf. intermedius (d'Arch.)

Heterostegina sp., Amphistegina sp. et Algues, à la base et Nephrolepidina sp. et Eulepidina sp., au sommet.

De telles associations caractérisent la zone β de Cl. Lorenz, c'est-à-dire le Stampien supérieur.

Les calcaires (3) nous ont fourni à leur partie moyenne :

Miogypsina sp.

Miogypsinoïdes sp.

Lépidocyclines et Amphistégines

Sphaerogypsina sp.

indiquant l'"Aquitaniens" s.l.

Les niveaux sableux (4) ont fourni une microfaune du Burdigalien le plus basal, ou de l'"Aquitaniens" très supérieur. Ils sont suivis des marnes vertes (5) à très riche microfaune burdigalienne.

C. COUPE DU RAVIN DE CARLOS: PARTIE MEDIANE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE

Le chaînon de la Peña Rubia de Zarzadilla est continu. Au N de l'unité, là où nous avons fait la coupe précédente, il s'agit d'une série monoclinale simple. Un peu plus au S, au niveau de la Casa del Frances, la structure se complique : la série est ployée en synclinal à flanc ouest redressé à la verticale et fortement tectonisé. Nous y ferons une coupe empruntant, d'E en W, le ravin de Carlos (fig. 107).

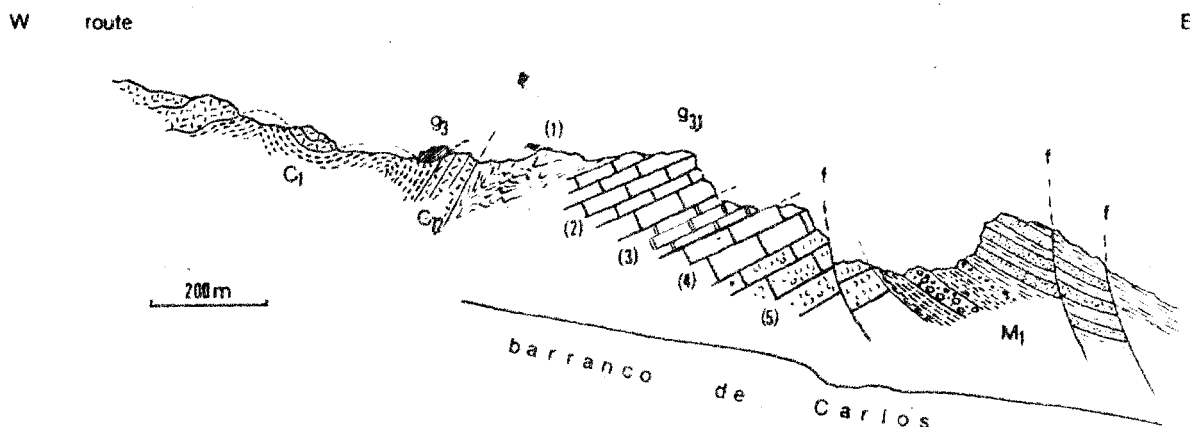


fig. 107 Coupe du ravin de Carlos ; légende dans le texte ;

Cette coupe est très complexe dans le détail. Il est, en effet, très difficile de relever la succession stratigraphique des couches oligocènes : le Crétacé, substratum du Nummulitique est en position disharmonique par rapport aux calcaires sus-jacents. De plus la série est affectée de nombreux accidents plongeant vers l'E.

A l'entrée du ravin, on trouve posés sur les marnes crétacées, sans relation apparente avec le Nummulitique, des blocs de calcaires à Lépidocyclines (g₃).

La série très tectonisée, observable dans le ravin, est en position inverse. On relève de l'W vers l'E :

1. des marno-calcaires gris et des calcaires marneux broyés ;
2. des calcaires à Lépidocyclines, Amphistégines et Algues ;
3. des calcaires à nids de Lépidocyclines ;
4. des calcaires compacts gris ;

5. des calcaires conglomératiques à Hétérostégines

M₁. des conglomérats et des marnes en position très redressée du Burdigalien.

D. COUPE DU RAVIN DEL TENDEJON

Vers le S, la structure se simplifie : dans le ravin del Tendejon, la série oligocène est constituée d'une alternance rythmique de marno-calcaires et de calcaires marneux à odeur fétide. Des interlits marneux de la partie médiane de cette formation ont fourni (X) :

Almaena cf. epistominoides (Marie)

Al. cf. abrardi (Poignant)

Globigerina venezuelana Hedberg

G. rohri Bolli

Globigerinita dissimilis Cushman et Bermudez

Globorotalia opima nana Bolli

Rotalia cf. audouini (d'Orb.)

Pararotalia cf. canui (Cush.)

Elphidium minutum (Reuss)

Comorboides cf. bradyi Cush.

Vulvulina guppyi Cush. et Stainf.

caractérisant l'Oligocène inférieur.

E. COUPE DE LA PEÑA RUBIA : extrémité méridionale de l'unité de la Sierra de Ponce (fig. 108)

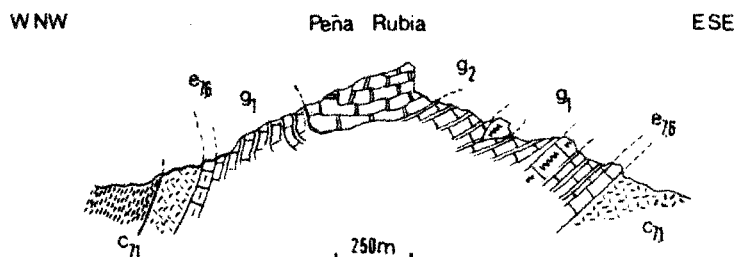


fig.108 Coupe de la Peña Rubia de Zarzadilla - légende dans le texte -

(X) déterminations de M.J. Magné.

Le synclinal de la Peña Rubia se développe jusqu'à la route de Zarzadilla de Totana au S de l'unité de la Sierra de Ponce.

La structure est nettement synclinale, le flanc occidental, nummulitique, a toujours été plus ou moins chevauché par le Crétacé marneux. Néanmoins dans la coupe de la casa del Aire, on peut mettre en évidence les termes suivants d'W en E :

c_{7,1}. les marnes vert foncé de l'Albien suivies de marnes et marno-calcaires rouges du Crétacé supérieur ;

e_{7,6}. quelques mètres de calcaires de l'Eocène supérieur dont l'Auversien ;

g₁. une série épaisse de calcaire marneux gris à Miliolites, à odeur fétide. Elle se développe spectaculairement sur le flanc est normal du synclinal de la Peña Rubia. On observe de nombreux récifs isolés d'Algues et de Polypiers, inclus dans la série monotone des calcaires marneux. Aux abords des îlots récifaux, quelques interlits marneux nous ont fourni une microfaune de l'Oligocène à Almaena cf. pistominoides et Al. cf. abrardi. Les calcaires sont, de plus, glauconieux, au voisinage de ces biohermes.

g₂ : le sommet de la Peña Rubia, jusqu'à présent rattaché de façon erronée à l'Eocène, est formé de calcaires compacts à grain fin contenant des Amphistégines, Hétérostégines, Miliolites et débris de Lépidocyclines. Ces calcaires sont superposés, vers l'E, à une série g₁, faite de calcaires marneux et de marno-calcaires gris à odeur fétide.

F. EVOLUTION DE LA SERIE OLIGOCENE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE VERS LE N.

a. Coupe du Castellar de Bullas

L'unité de la Sierra de Ponce est limitée au N par un accident vertical important séparant, plus à l'W, la Sierra de Burete de celle de los Ceperos. Cette faille, de grande extension, oppose les séries triasiques, jurassiques et crétacées de la plaine de Bullas et les séries méridionales jurassiques, crétacées et tertiaires de l'unité de la Sierra de Ponce. Le Rio de Mula emprunte cette zone faillée et cache, sous ses alluvions abondantes, toute relation entre les deux ensembles. Au S de Bullas, un chaînon calcaire, le Castellar, domine la vallée du Rio de Mula : il se situe donc au S de l'accident tectonique vertical qui doit passer à son pied septentrional.

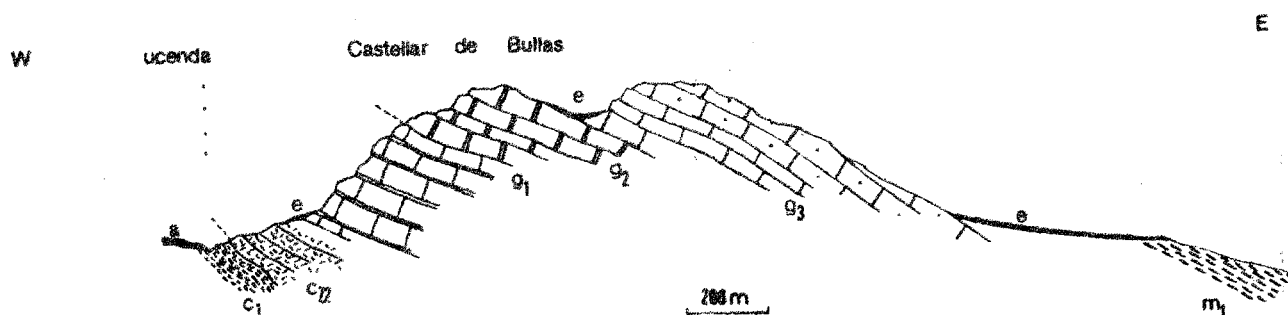


fig. 109 coupe du Castellar de Bullas
Légende dans le texte.

La base de la coupe appartient au Crétacé. En effet, dans le lit du ruisseau, affluent du Rio de Mula qui longe le pied occidental de la montagne, affleurent des calcaires marneux et des marnes gris-bleu de l'Albien (c_1) suivis de calcaires marneux à silex de marnes blanches et de couches rouges du Crétacé supérieur ($c_{7.2}$).

Vers le S, une lame de Trias paraît localement s'intercaler entre la série crétacée et sa couverture nummulitique (à quelques centaines de mètres de la Casa de Pinar Hermoso).

La série nummulitique du Castellar de Bullas est constituée, de bas en haut par (fig. 109) :

1. des calcaires (g_1) en bancs nets (de 20 à 50 cm d'épaisseur) alternant avec des marnes grises. Ces calcaires, azoïques, sont caractérisés par leur odeur fétide quand on les frappe. Un niveau de marnes, à la partie moyenne nous a néanmoins fourni une microfaune de l'Oligocène inférieur à Almaena cf. epistominoides et Al. cf. abrardi.

Le sommet des calcaires (1) est marqué par la présence de silex jaunâtres ;

2. au-dessus de cette série très monotone, apparaît une première masse de calcaires compacts (g_2) à grain fin encadrant un niveau de calcaires à débris (Algues, Lépidocyclines, Amphistégines, Nummulites et nombreux restes indéterminables.) Les calcaires compacts qui encadrent ce niveau, contiennent des débris de Lépidocyclines et d'Amphistégines ;

3. séparés de (2) par une combe suspendue, viennent des calcaires (g_3) à Algues, Lépidocyclines et Hétérostégines dont le toit est recouvert, vraisemblablement en transgression, par des calcaires gréseux roux à Hétérostégines et Amphistégines.

b. L'Oligocène de la zone de Balamonte

A l'E du Castellar de Bullas, s'étend une zone marneuse formée essentiellement de marnes vertes burdigaliennes.

Au S du Rio de Mula, on observe une série de collines calcaires alignées. Ce trait morphologique est lié à la présence d'accidents tectoniques verticaux que l'on met clairement en évidence car ils sont souvent injectés de Trias marno-gypseux. Les affleurements les plus importants se situent entre le Castellar de Bullas et la Muela de Don Evarisco, dans la zone de Balamonte.

Les buttes du Rodero (689) et de Balamonte (649) sont formées (fig. 110) de calcaires à Lépidocyclines, Algues et Amphistégines (g_2) sur lesquels viennent en transgression des marnes gris-vert (Burdigalien m_1) présentant à la base des conglomérats polygéniques (cg).

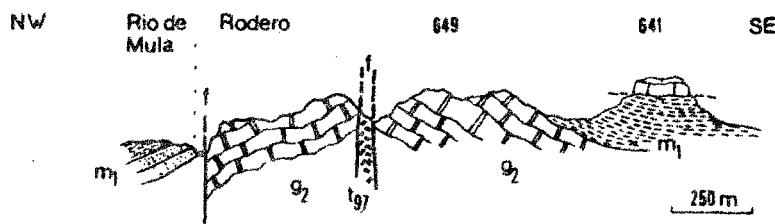


fig. 110 Coupe de la zone de Balamonte : t_{97} : Keuper marno-gypseux ; g_2 : calcaires à Algues et Lépidocyclines oligocènes ; m_1 : marnes vertes burdigaliennes avec un conglomérat à la partie inférieure (cg) ; f : accident vertical.

G. CONCLUSIONS A L'OLIGOCENE LIE A L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE

Cet Oligocène, pratiquement inconnu jusqu'à présent, forme toute la partie orientale de l'unité de la Sierra de Ponce. Il se retrouve dans la série de Mula, plus au N.

L'Oligocène le plus basal est uniformément représenté par une série puissante (150 m au moins) de calcaires légèrement marneux, riches en hydrocarbures, caractérisant un milieu de sédimentation lagunaire, avec peu de relations avec le large. Quelques horizons sont même dolomitiques. Des îlots récifaux devaient franger irrégulièrement cette lagune au S : en témoignent les biohermes rencontrés dans la partie sud-orientale de l'unité.

Sur le plan chronologique, nous pensons que cette série, directement superposée à l'Eocène supérieur et sans discordance apparente, doit débiter à l'Oligocène le plus bas. Le seul niveau qui soit en effet daté, se situe à la partie moyenne de la série : il s'agit de l'Oligocène inférieur à Almaena cf. epistominoides et Al. cf. abrardi.

A cet épisode mi-lagunaire mi-marin, succède un terme franchement marin : ce sont des calcaires compacts à Algues et Lépidocyclines.

Viennent ensuite en discordance nette, des calcaires molassiques. Il s'agit d'abord de niveaux "aquitaniens" à Lépidocyclines, Miogypsines et Miogypsinoides puis de niveaux à Lépidocyclines seules.

Ces horizons molassiques paraissent terminer l'"Aquitaniens" car ils sont recouverts par des horizons marno-sableux, gréseux à conglomératiques, du Burdigalien le plus basal. Viennent ensuite les marnes vertes du Burdigalien franc.

L'Oligocène est donc complet sur le bord septentrional de la "zone-limite" du Rio de Pliego mais on y observe plusieurs transgressions.

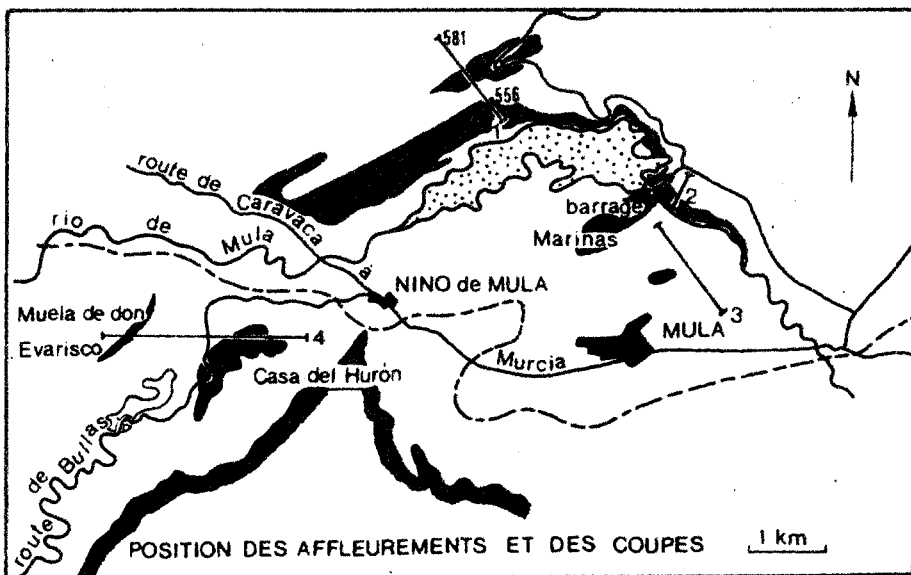
Il indique toujours, par ses faciès néritiques, une très faible profondeur d'eau.

L'Oligocène participe au comblement du bassin post-orogénique qui s'est installé ~~sur~~ l'Auversien entre les unités malagaises au S et le Subbétique méridional de l'unité de la Sierra de Ponce au N.

5. L'OLIGOCENE DE L'UNITE DE MULA

A. Introduction.

Nous avons vu dans le chapitre relatif à l'EOCENE, que la série de l'unité de Mula présente la particularité de ne pas avoir de liaisons apparentes sur le terrain avec les séries subbétiques de la Sierra de Ricote au NE et des Sierras de Burete et de Ponce au SW.



OLIGOCENE DE L'UNITE DE MULA

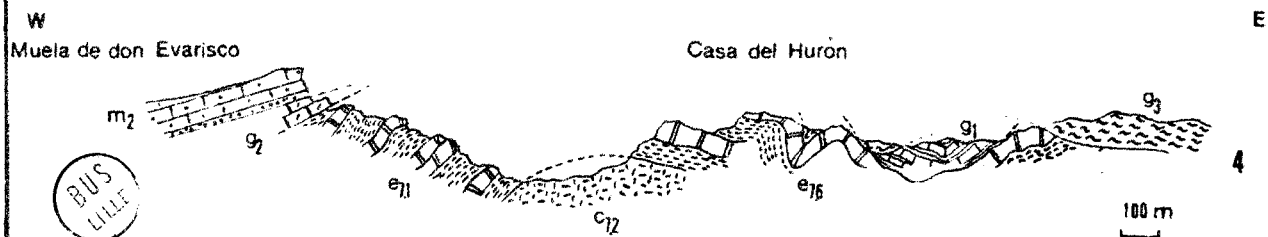
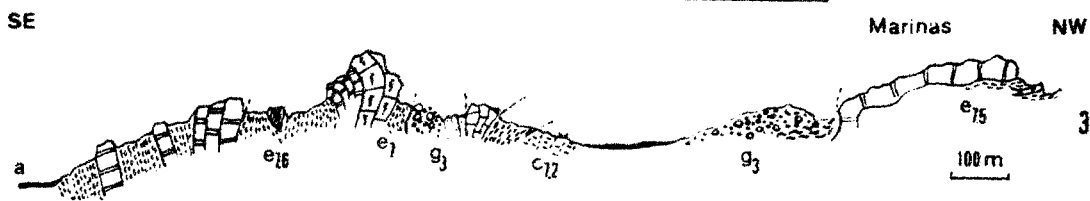
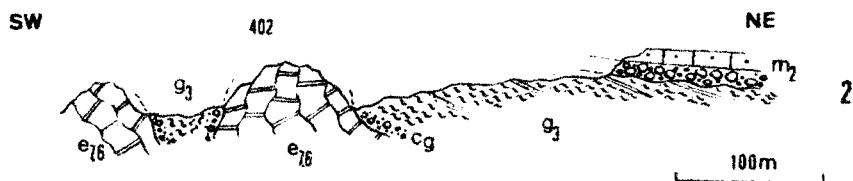
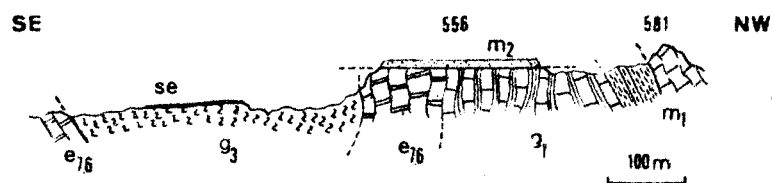


fig. 111 Différentes coupes de l'unité de Mula

1. POSITION DES AFFLEUREMENTS ET DES COUPES : en noir : affleurements d'Oligocène et d'Aquitaniens

2. COUPES :

Coupe 1 : N du Pantano de la Cierva

e_{7.6} : calcaires à Nummulites et Discocyclines de l'Eocène supérieur ;

g₁ : marnes et calcaires marneux à odeur fétide de l'OLIGOCÈNE
INFÉRIEUR

g₃ : marnes rouges détritiques de l'"Aquitaniens"

m₁ : marnes vertes et calcaires à Algues et Amphistégines du Burdigalien.

m₂ : calcaires molassiques de l'Helvétien supérieur.

Coupe 2 : coupe de la route du barrage du Pantano de la Cierva

e_{7.6} : calcaires à Nummulites de l'Eocène supérieur ; g₃ : marnes rouges très détritiques conglomératiques (cg) à la base de l'Aquitaniens.

m₂ : calcaires molassiques conglomératiques à la base : Helvétien supérieur.

Coupe 3 : coupe du massif de MULA ("arinas)

c_{7.2} : marnes du Crétacé supérieur ; e_{7.6} : calcaires et marnes de l'Eocène supérieur ; e_{7.5} : Eocène moyen et supérieur ; g₃ : marnes rouges détritiques conglomératiques à la base de l'"Aquitaniens"

Coupe 4 : coupe de la Huela de Don Evarisco et de la Casa del Huron

c_{7.2} : marnes et marno-calcaires du Crétacé supérieur ;

e_{7.1} : calcaires et marnes de l'Eocène inférieur-moyen et supérieur ; e_{7.6} : calcaires de l'Eocène supérieur ; g₁ : marnes et calcaires marneux à odeur fétide de l'Oligocène inférieur ; g₃ : marnes rouges détritiques avec un conglomérat puissant à la base de l'"Aquitaniens".

La série de Mula est surmontée par deux séries transgressives :

1. au S de la Muela de Don Evarisco, par des marnes du Miocène inférieur qui viennent recouvrir les termes plissés et érodés de l'Eocène et de l'Oligocène.

2. au N de Mula, par le Miocène supérieur (Helvétien supérieur-Tortonien) du vaste bassin post-orogénique du SE de Mula.

Les affleurements de l'Oligocène de l'unité de Mula sont très épars (fig. 111) et localisés dans des plis synclinaux où ils ont été mis à l'abri de l'érosion. Nous étudierons une série de coupes qui en mettront en évidence les différents niveaux.

B. COUPE DE LA MUELA DE DON EVARISCO-CASA DEL HURON (coupe 4 fig. 111)

Cette coupe est située à l'E de la Muela de don Evarisco (vaste plateforme tabulaire helvétique qui s'étend au S du Rio de Mula). On y accède facilement par le chemin du Niño de Mula.

Au coeur d'un anticlinal, dont l'axe se situe un peu à l'W de la route, apparaissent des couches marneuses blanches et rouges à Rosalines du Crétacé supérieur ($c_{7,2}$). Viennent ensuite les marnes et les calcaires de l'Eocène (e) (marnes vertes et calcaires à Nurrulites et à Algues).

Dans la partie occidentale de la coupe, apparaissent, directement sous les premières couches de l'Helvétien post-orogénique (m_2) (conglomérat de base et calcaires molassiques à Algues), des blocs de calcaires à Lépidocyclines (g_2) identiques en tout point aux calcaires à Lépidocyclines définis dans l'unité de la Sierra de Ponce.

Vers l'E, en empruntant le chemin de la Casa del Huron, un synclinal succédant à l'anticlinal à coeur de Crétacé supérieur, montre une épaisse série de marno-calcaires et de calcaires marneux gris à Miliolites (g_1) directement superposée, sans discordance apparente, à l'Eocène supérieur. Ces marnes nous ont fourni la microfaune de l'Oligocène inférieur à Almaena cf. épistominoides et Al. cf. abrardi. Ces faciès sont exactement les mêmes que ceux de la série de la Peña Rubia, dans l'unité de la Sierra de Ponce.

Dès à présent, on constate que l'Oligocène de base apporte la confirmation qu'unité de Mula et unité de la Sierra de Ponce sont des unités alliées.

De l'Oligocène supérieur peut être mis en évidence sur cette coupe : en effet, vers l'E, viennent en transgression indifféremment sur l'Eocène supérieur ou sur l'Oligocène basal, des marnes gréseuses rouges avec à leur base un conglomérat peu consolidé de puissance variable. Un peu au S de la coupe 4 que nous venons de décrire, affleure, entre les km 3 et 4 du chemin du Nino de Mula, une masse conglomératique sombre. Elle est formée de galets polygéniques bien roulés (de quelques centimètres à 1 m de diamètre) de grès grossiers verdâtres, de lydiennes noires paléozoïques de conglomérats grossiers à quartz bleutés, de grès rouges fins du Trias inférieur, de calcaires à vermiculations, de calcaires compacts noirs, de dolomies noires du Trias moyen, de calcaires liasiqes oolitiques, de calcaires à Nummulites et de dolérite noire du Trias supérieur. Tous ces éléments sauf la dolérite proviennent du Bétique de Malaga (Paléozoïque, Trias, Secondaire et Tertiaire). On y observe, en outre, quelques fragments de phyllades alpujarrides.

C. COUPE DU PANTANO DE CIERVA (coupe 2 fig. 111)

Nous nous porterons au N de l'unité de Mula, à la limite de la transgression helvétique du bassin de Mula. La coupe s'observe au S de la route qui mène au barrage de la Cierva, à 100 m environ de la retenue.

Directement sur les calcaires à Discocyclines et Nummulites (e) de l'Eocène moyen, on observe un conglomérat (cg) formé de tous les éléments rencontrés précédemment avec, en outre, des galets de dolomies grises, de dolomies sombres à patine noire, de calcaires oolitiques et de calcaires à grain fin.

Sur ce conglomérat de puissance variable, vient une alternance de marnes gréseuses micacées et de grès rouges légèrement plus marneux vers le haut. Ces marnes ont fourni une riche microfaune planctonique et benthonique de l'"Aquitanién" franc :

Foraminifères benthoniques : Amphistegina lessonii(d'Orb.), Bolivina tectiformis Cushman, Chrysalogonium tenuicostatum Cushman, et Berm., Cibicides mexicanus Nuttall, C. perlucidus Nuttall, Eponides trumpyi Nuttall, Gyroldina jarvisi Cushman et Stainforth, Karreriella chilostoma (Reuss), K. subcylindrica (Nuttall), Nodosarella robusta Cushman, Siphonodosaria curvatura (Cushman), S. nuttalli Cushman et Jarvis, S. verneuilli (d'Orb.) ; Uvigerina havanensis Cushman, et Berm.

Foraminifères planctoniques : Globigerina tripartita Koch, Gl. venezuelana Hedberg Gl. yeguaensis Weinzierl et Applin, Globigerinita dissimilis (Cushman, et Berm.) Gl. unicava Bolli, Globorotalia opima nana Bolli.

Vers le haut, immédiatement sous les conglomérats de l'Helvétien supérieur, les marnes appartenant toujours à l'"Aquitanién", ont fourni en plus des espèces citées ci-dessus :

Globigerina ampliapertura Bolli, Globorotalia increbescens (Bandy), Globigerinita dissimilis (Chap., Parr et Coll.)

Les conglomérats helvétiques reposent en discordance nette sur ces marnes.

D. COUPE AU N DU PANTANO DE LA CIERVA (coupe 1 fig. 111)

Au N du lac de retenue du Rio de Mula, on observe une dépression marneuse (g_3) formée de marnes rouges de l'Oligocène supérieur à Almaena escornebovensis (Sigal). Dans cette dépression, pointent des îlots de calcaires éocènes (e), redressés à la verticale. Ces calcaires sont arasés par une surface d'érosion horizontale, anté-helvétienne puisqu'elle est recouverte par les conglomérats post-orogénique du bassin de Mula.

Faisant suite aux calcaires éocènes, on observe une série également verticale (g_1) de marnes grises et de calcaires marneux gris à odeur fétide, identique à celle rencontrée à la base de l'Oligocène de l'unité de la Sierra de Ponce. Ces marnes nous ont livré une microfaune de l'Oligocène inférieur à Almaena cf. epistominoides et Al. cf. abrardi.

Vers le NW enfin, en discordance nette sur cet Oligocène, viennent les marnes vertes du Miocène inférieur, suivies d'une barre de calcaires à Algues et Amphistégines (m_1).

Un peu à l'W de cette coupe, on peut observer des marnes rouges de l'Oligocène supérieur sous les calcaires à Algues et Amphistégines et sur les calcaires marneux gris de l'Oligocène basal.

En comparant les coupes (1) et (4) on peut tirer les conclusions suivantes :

- 1° - les marnes et calcaires marneux à Almaena cf. epistominoides sont en discordance sur la série éocène ;
- 2° - les marnes rouges de l'Oligocène supérieur à Almaena escornebovensis sont discordantes sur des structures affectant la série précédente ;
- 3° - les marnes détritiques et micacées de l'"Aquitanién", sont en transgression, sur cet ensemble oligocène.

La série de base de l'Oligocène (g_1) est exactement la même que dans la Sierra de Ponce. Rappelons qu'au N de cette Sierra, dans le Barranco del Manzano (fig.106),viennent en apparente discordance sur cet Oligocène basal, des calcaires à Lépidocyclines. Dans la coupe (4) de la Casa del Huron, des calcaires à Lépidocyclines, situés sous les molasses helvétiques, reposent directement sur de l'Eocène supérieur. Cette superposition ne laissant pas apparaître la série de base (g_1), traduit vraisemblablement une discordance importante.

E. Conclusions et comparaisons avec les séries situées au SW

En résumé, l'Oligocène de l'unité de Mula s'apparente de très près aux séries rencontrées dans la "zone-limite" du Rio de Pliego et dans la partie interne du Subbétique (unité de la Sierra de Ponce). de bas en haut, on observerait la succession suivante :

1. les calcaires et marnes de l'Eocène supérieur,
2. en concordance, les marnes et calcaires marneux gris de l'Oligocène inférieur à Almaena cf. epistominoides et Al. cf. abrardi (localement et directement sur les calcaires et marnes éocènes viendraient en transgression des calcaires à Lépidocyclines),

3. en discordance nette, les marnes rouges de l'"Aquitanién".

6. OLIGOCENE ET "AQUITANIEN" SITUES AU N DE LA SIERRA DE ESPUÑA

A. INTRODUCTION

Au S de la vallée du Rio de Pliego, la Sierra de Espuña se dresse sur plus de 25 km du NE au SW. Les reliefs sont abrupts et dominant souvent la vallée de plus de 500 m : ils sont uniformément constitués de terrains oligocènes.

Plus au S, s'étendent les trois unités de la Sierra de Espuña. Ces trois unités sont recouvertes par la tranche, en transgression par l'Auversien puis par le Priabonien. Viennent ensuite des conglomérats de l'Oligocène basal, eux-mêmes transgressifs. Ils reposent, en effet, du NE au SW, d'abord sur l'unité de Perona puis sur celle de Prat Mayor (très localement) et enfin sur celle du Morron de Totana.

La position de l'Oligocène conglomératique a posé des problèmes. Les conglomérats sont-ils en effet en discordance stratigraphique ou en contact tectonique sur les différentes unités du Bétique de Malaga ?

Dans une note préliminaire (1962), nous avons considéré la masse conglomératique du front nord de la Sierra de Espuña comme un élément tectonique supérieur ("unité del Bosque"), peut-être rattachable à l'unité de Perona dont il pouvait constituer la couverture nummulitique, vraisemblablement décollée.

Une observation plus attentive nous a amené à changer d'opinion et à les considérer comme transgressifs.

Remarque : la série oligocène et priabonienne est renversée. Or les termes anté-auversiens de l'unité du Morron de Totana sur lesquels est transgressive cette série post-tectonique sont également renversés. Il résulte que les plissements post-oligocènes du front de la Sierra de Espuña sont nettement postérieurs à la mise en place des Malaguides.

OLIGOCENE DU FLANC NORD
DE LA SIERRA DE ESPUÑA

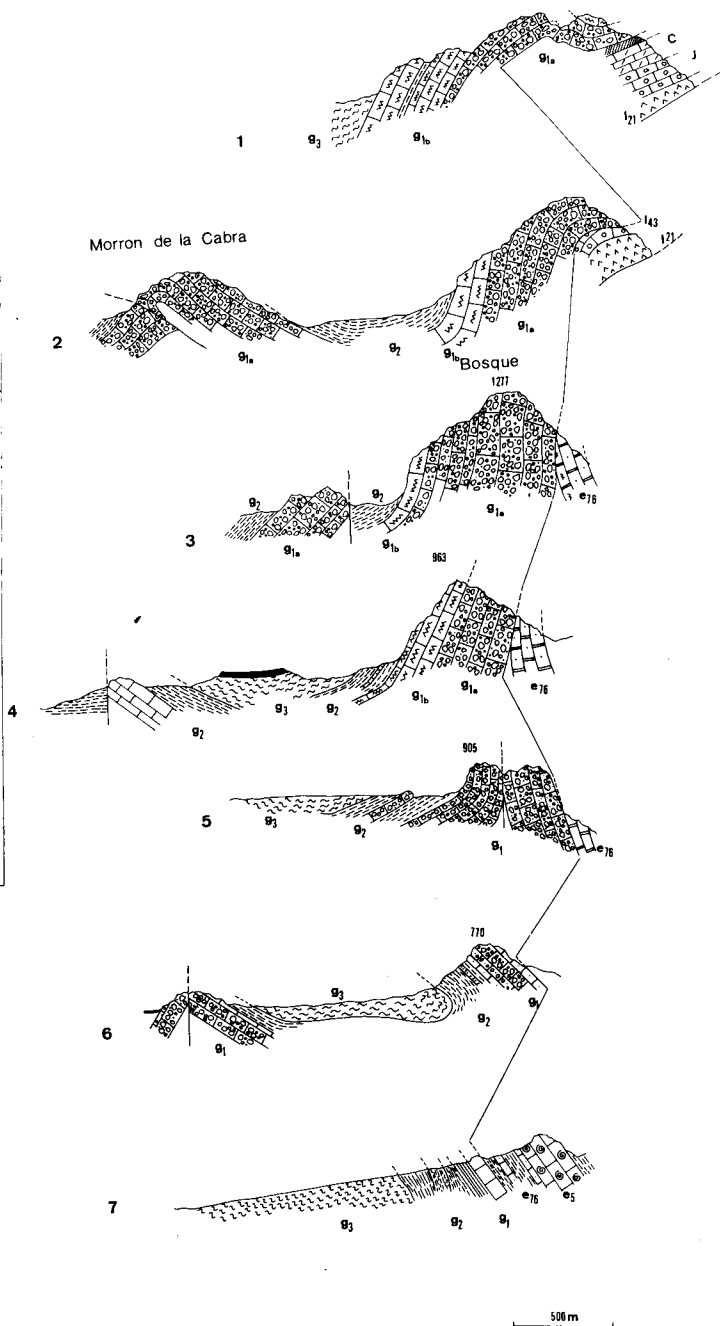
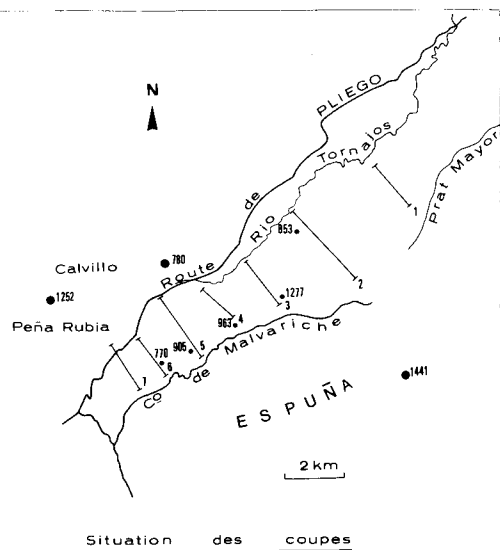


fig. 112 Coupes sériees de l'Oligocène du flanc nord de la
Sierra de Espuña.

1. Coupe de l'extrémité nord-orientale de la Sierra de Espuña, au niveau de la région del Barbo
2. Coupe au niveau de la Perona et du Morron de la Cabra
3. Coupe au niveau de la partie médiane du massif del Bosque
4. Coupe de l'extrémité sud-occidentale du massif del Bosque
5. Coupe de la rive droite du rio exutoire de Malvariche vers le Rio de Pliego
6. Coupe de la rive gauche du ravin précédent
7. Coupe de la partie sud-occidentale du front de la Sierra de Espuña

$l_{2,1}$: dolomies liasiques ; $l_{4,3}$: calcaires liasiques ; J : calcaires jurassiques ; C : calcaires du Crétacé supérieur ; e_5 : marnes et marno-calcaires à Nummulites du Lutétien ; $e_{7,6}$: Eocène supérieur dont l'Auversien.

1. calcaire à Polypiers (coupe 1), conglomérats à galets calcaires et dolomitiques (coupe 2 et 3) ; la : conglomérats ; lb : calcaires à Polypiers ; 2 : marnes de l'Oligocène inférieur à Almaena cf. epistominoides et Al. cf. abrardi ; 3 : marnes rouges de l'Oligocène supérieur à Almaena escornebovensis et Al. hieroglyphica var. bartensteini.

Les séries oligocènes du Nord de la Sierra de Espuña montrent des faciès variables, évoluant progressivement du SW au NE.

B. L'OLIGOCENE ET L'AQUITANIEN, SITUES AU N DE L'UNITE DU MORRON DE TOTANA.

Au pied de la falaise jurassique, la série éocène de l'unité du Morron de Totana se développe dans la vallée de Malvariche, en position renversée. Vers le NW, elle s'enrichit de termes oligocènes essentiellement marneux.

La coupe que nous décrirons débute dans la vallée du Rio de Pliego, près de la Casa de la Cantina, pour se terminer dans Malvariche, face à la Casa de la Rotura (coupe 7 fig. 112 et fig. 113).

Sur les marnes ocre de l'Eocène supérieur (6) reposent les niveaux suivants :

. 15 m de calcaires à Algues et à Polypiers, bréchiques à la base et au sommet. Ces calcaires n'ont pas révélé, en lame mince, de microfaune caractéristique. Notons la présence de Polypiers, d'Algues, de Bryozoaires, quelques sections de Gastéropodes, des Gypsinidés, des Miliolidés et des Textularidés.

. 10 m environ d'une alternance de marnes grises et de calcaires marneux gris à odeur fétide. Les marnes fournissent une microfaune de l'Oligocène inférieur (*).

Almaena cf. epistominoides (Marie)

Al. cf. abrardi (Poignant)

Uvigerina cf. mexicana Nutt.

Planulina palmerae Van Bellen

Bolivinopsis carinata (d'Orb.)

. une série de marnes ocre-jaune (niveau 10), de marnes bleutées (jaune par altération), légèrement gréseuses (niveau 11), de marnes jaunes ou rougeâtres (niveau 12), de marnes ocres avec quelques bancs plus calcaires (niveau 13).

fig. 113 Coupe de la série oligocène de la partie occidentale du front de la Sierra de Espuña.

e₅ (1 à 4) : Lutétien ; e_{7.6} (5 et 6) : Eocène supérieur ;

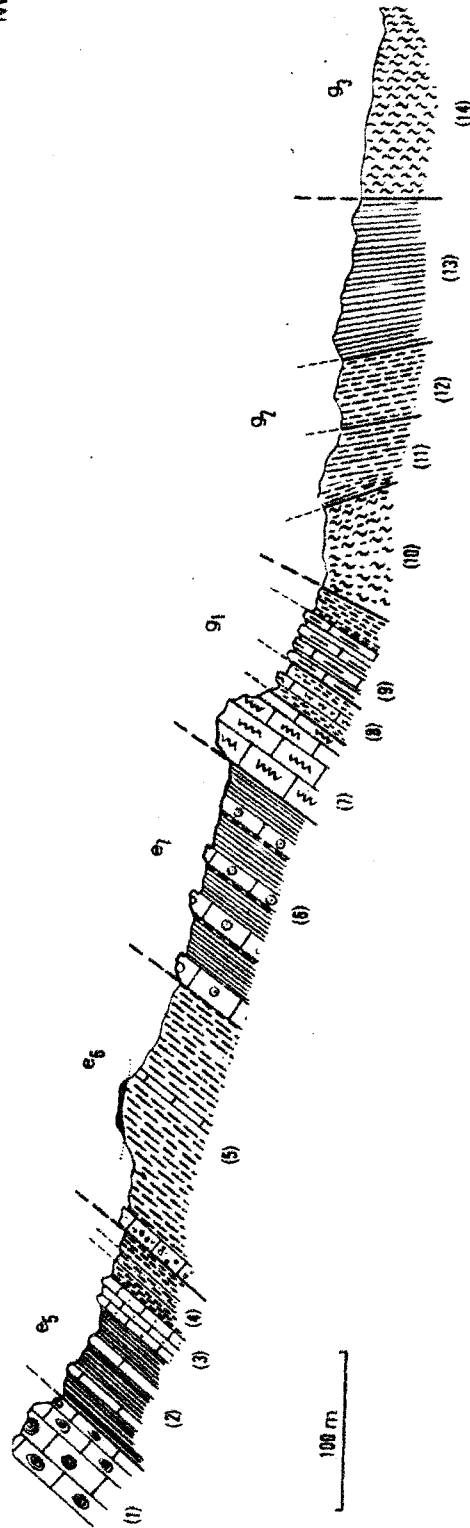
g₁ : oligocène inférieur ; g₂ : Oligocène supérieur.

(*) déterminations de M.J. Magné.



SE

NW



Les marnes 10 révèlent une microfaune de l'Oligocène inférieur avec (*) :

Almaena cf. epistominoides (Marie)
Al. cf. abrardi (Poignant)
Globigerinita dissimilis (Cush. et Berm)
Globigerina venezuelana Hedb.
G. rohri Bolli
Globorotalia opima nana Bolli
Cibicides perlucidus Nutt.
C. barnetti Berm.
Uvigerina mexicana Nutt.
U. rustica Cush. et Edw.
Bulimina sculptilis Cush.
Bolivina tectiformis Cush.
Bolivinopsis carinata (d'Orb.)
Cassidulina subglobosa (Brady)
Planulina palmerae Van Bellen
Nodosaria cf. stainforthi Cush. et Renz.
Vulvulina spinosa Cush. etc...

les marnes (11, 12 et 13) par contre appartiennent à l'Oligocène supérieur. En effet, la microfaune qu'elles recèlent est la suivante (**):

Almaena hieroglyphica (Sigal) var. bartensteini (Sigal)
Al. escornebovensis (Sigal)
Globigerinita dissimilis (Cush. et Berm.)
Globorotalia opima nana Bolli
Globigerina venezuelana Hedb.
Escornebovina cuvillieri (Poign.)
Cibicides cushmani Nutt.
Anomalina cf. flintii Cush.
Bulimina cf. sculptilis Cush.
Vulvulina spinosa Cush.

(*) déterminations de M.J. Magné.

(**) déterminations de M.J. Magné.

A la suite des marnes, de teinte jaunâtre dominante, vient une épaisse série (250 à 300 m) de marnes rouges, micacées et finement gréseuses.

Elles ont fourni très régulièrement l'association Almaena escornebovensis et Al. hieroglyphica var. bartensteini caractéristique de l'Oligocène supérieur.

Seule la partie sud-occidentale de la "zone-limite" du Rio de Pliego permet l'observation continue des niveaux supérieurs de l'Oligocène jusqu'au Miocène inférieur.

La coupe de la figure 113 a montré les horizons oligocènes de la vallée de Malvariche au SE, jusqu'au coeur de la "zone-limite", au niveau de la route Lorca-Pliego au NW.

La coupe que nous décrivons (fig. 114) complète la précédente : elle débute 500 m au N de la Casa de la Cantina et s'effectue le long d'un ravin de direction est-ouest se dirigeant vers la Peña Rubia de Zarzadilla.

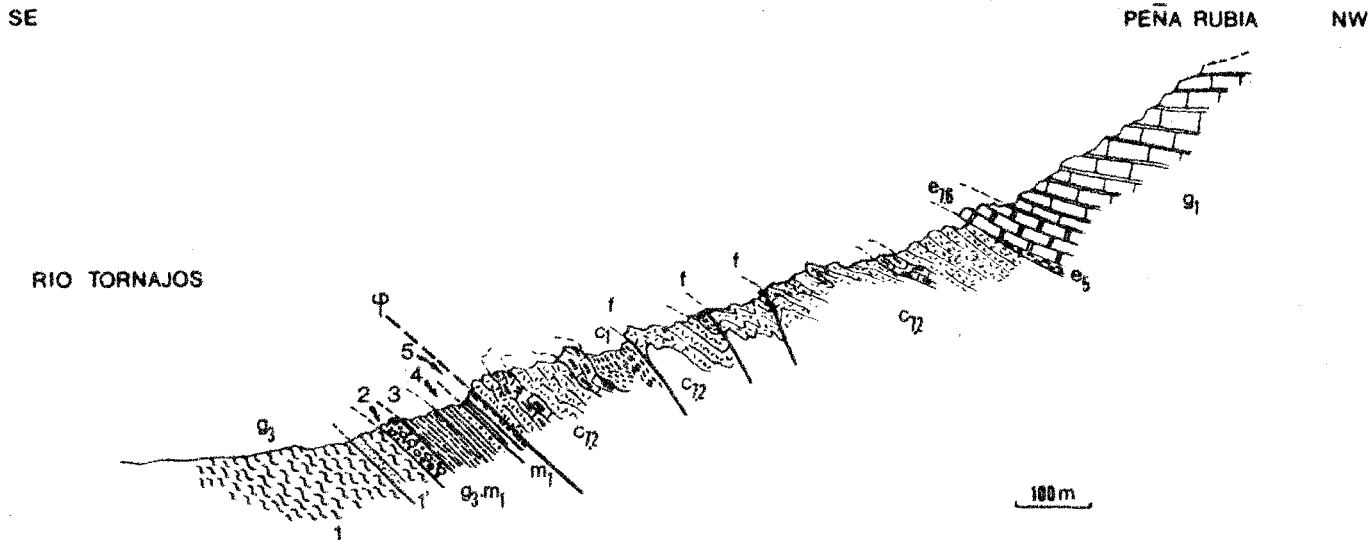


fig. 114 Coupe du flanc nord de la partie sud-occidentale de la "zone-limite" au niveau de la Sierra de la Peña Rubia

g_3 : Oligocène supérieur ; m_1 : Miocène inférieur

1. marnes rouges ; 2. conglomérat polygénique ; 3. marnes rouges très détritiques ; 4. marnes vertes gréseuses ; 5. marnes vertes pélagiques
 c_1 : marnes bleues de l'Albien ; $c_{7,2}$: marnes et marno-calcaires du Crétacé supérieur ; e_5 : marnes bleues du Lutétien inférieur ; $e_{7,6}$: calcaires de l'Eocène supérieur (dont l'Auvervien) ; g_1 : marnes et calcaires à Almaena cf. epistominoides (Oligocène inférieur)

Des marnes et des marno-calcaires crétacés de l'unité de la Sierra de Ponce chevauchent, suivant un contact anormal qui s'amortit rapidement vers le NE, les séries oligocènes et miocènes de la zone-limite du Rio de Fliego.

De bas en haut et de l'E-SE à l'W-NW, on observe :

1. les marnes rouges détritiques à nombreux niveaux de grès microconglomératiques à Miogypsinoïdes complanata (Schlumb.). Les marnes révèlent l'association Almaena hieroglyphica var. bartensteini et Al. escornebovensis caractérisant l'Oligocène supérieur. Il s'agit là de la partie supérieure du niveau 13 (fig. 113) étudié sur la coupe précédente.

1'. 10 m d'horizons tendres, formés de petits débris de schistes micacés très altérés ;

2. 15 à 20 m d'un conglomérat polygénique, de teinte rouge-foncé. Cette décharge conglomératique remanie essentiellement des éléments paléozoïques, secondaires et tertiaires du Bétique de Malaga. Notons ici que, dans la Sierra de Espuña, on ne met en évidence, actuellement, aucun terrain anté-triasique. Une proportion minime mais incontestable de ce conglomérat est d'origine franchement alpujarride (phyllades permo-werfénienues). Au-dessus de l'Oligocène supérieur donc, apparaît une très importante quantité de détritiques d'origine interne traduisant un état très poussé d'érosion des nappes internes.

3. 20 m de marnes rouges très détritiques, de faciès comparable à celui des marnes 1. Elles ont, par contre, fourni une microfaune différente (*)

Globigerinita dissimilis (Cush. et Berm.)

Globigerina venezuelana Hedb.

Globorotalia gr. opima Bolli

Gl. cf. mayeri Cush. et Ell.

Pullenia cf. bulloides (d'Orb.)

Vulvulina spinosa Cush.

Radiolaires.

4. 25 m de marnes vertes finement gréseuses, contenant de minces niveaux de grès verts microconglomératiques ; ces marnes montrent le même type de microfaune que précédemment avec, en plus, les espèces suivantes (*) :

Globigerinoides gr. trilobus (Reuss)

Globigerina cf. ciperoensis angustum bilicata Bolli

(*) déterminations de M.J. Magné.

Globoquadrina sp.

Uvigerina cf. havanensis Cush. et Berm.

Certains horizons des marnes 4 montrent d'importants remaniements de microfaunes crétacées (du Cénomanién au Sénonien).

Les marnes 1. nous l'avons vu, représentent l'Oligocène supérieur. Les conglomérats 2 jalonnent la base d'une seconde série marneuse, assez semblable à la précédente mais que l'on ne peut plus assimiler à l'Oligocène supérieur avec certitude. Les microfaunes des niveaux 3 et 4 caractériseraient une zone de passage entre l'Oligocène et le Miocène inférieur. Il s'agirait là de l'"Aquitanién" s.l.

Les marnes vertes 5. qui surmontent la série oligocène et "aquitaniénne" sont caractéristiques du Miocène inférieur franc, nous le verrons plus loin.

Conclusions :

La série essentiellement marneuse qui affleure dans la partie sud-occidentale de la zone-limite du Rio de Pliego, entre le chaînon de la Peña Rubia et l'unité du Morron de Totana peut donc se diviser en :

1. Oligocène inférieur à Almaena cf. epistominoides et Al. cf. abrardi ;
2. Oligocène supérieur à Almaena escornebovensis et Al. hieroglyphica var. bartensteini ;
3. "Aquitanién" où les Almaena ont disparues.

C. LES CONGLOMERATS ET LES FACIES RECIFEAUX DE LA BASE DE L'OLIGOCENE

1. Coupe au niveau de la cote 770

Aucun faciès conglomératique n'apparaît donc dans la partie occidentale de la Sierra de Espuña. Sur la coupe que nous venons de décrire (fig. 114 et fig. 112, coupe 7), on passe apparemment sans discontinuité de l'Eocène supérieur (6) (marnes ocre et calcaires à débris) aux calcaires à Algues et Polypiers oligocènes (7). Vers le NW, sur la rive droite du ravin ayant permis l'observation de la coupe 6 de la figure 112 des faciès conglomératiques apparaissent entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène.

L'Oligocène montre la succession suivante, du SE au NW :

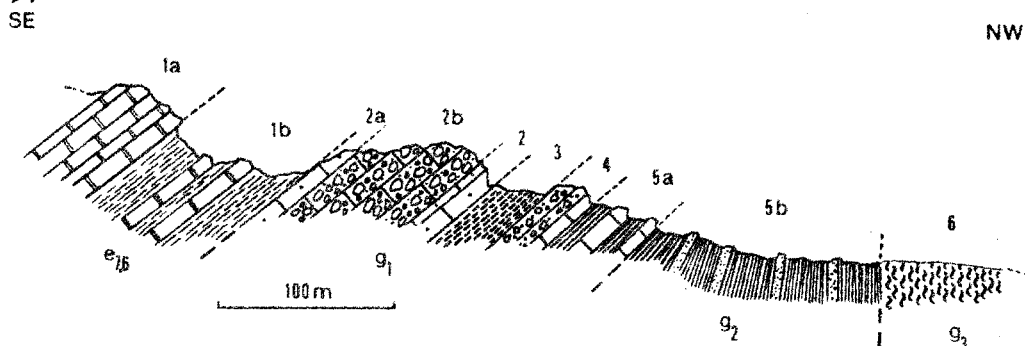
1. une série (15 à 20 m) de conglomérats calcaires très riches, à la base, en galets de dolomies et de calcaires jurassiques. Vers le sommet, le ciment calcaire est beaucoup plus abondant ;
2. une série de marnes ocres contenant des niveaux calcaires conglomératiques (Oligocène inférieur à Almaena cf. epistominoides et Al. cf. abrardi).

En quelques centaines de mètres sont donc apparus, entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène marneux, des faciès conglomératiques.

2. Coupe sur la rive gauche du ravin exutoire de Malvariche vers le Rio de Pliego (x = 2°03'20 et y = 37°52'35)

La barre des conglomérats calcaires sert de repère sur le terrain. Elle est en position renversée et plonge régulièrement vers le SE.

Un ravin exutoire des ruisseaux de Malvariche vers le Rio de Pliego entame le pied sud-occidental du massif del Bosque. C'est sur la rive gauche de ce ravin, à quelques dizaines de mètres au SW du lit du torrent, que nous effectuerons une nouvelle coupe. Du SE au NW, on relève les niveaux suivants (fig. 115)



de Malvariche

fig. 115 Coupe du flanc nord de la Sierra de Espuña au niveau du ravin exutoire/

e_{7.6} : marnes et calcaires de l'Eocène supérieur ; g₁ : Oligocène basal ;
g₂ : Oligocène ; g₃ : Oligocène supérieur : légende numérique dans le texte.

- 1a. des calcaires à Algues, Nummulites et Discocyclines de l'Eocène supérieur ;
- 1b. des marnes ocres de l'Eocène supérieur également ;
2. une barre conglomératique composée de bas en haut par :

2a. quelques mètres de calcaires à rares galets et à débris de silex ocres ;

2b. 15 à 20 m de conglomérats uniquement formés par des galets de calcaires et dolomies jurassiques ;

2c. quelques mètres de calcaires, à rares galets, identiques à 2a ;

3. quelques mètres de marnes ocrées ;

4. un conglomérat calcaire à galets d'Eocène. En lame mince, on décèle la présence de Polypiers, d'Algues, d'Amphistégines, d'Hétérostégines, de Lépidocyclines, d'Alvéolines remaniées et de Miliolites ;

5. une série essentiellement marneuse, faite tout d'abord d'une alternance de marnes ocrées, de calcaires conglomératiques à Algues, (5a) et d'une alternance de grès calcareux et de marnes ocrées (5b). Les marnes représentent l'Oligocène inférieur.

Les calcaires ont fourni : Néphrolepidina sp., Nummulites cf. intermedius d'Arch., N. cf. vascus Joly et Leyn., Operculina gr. ammonoidea Gien., Amphistégines et Rotalidés (*).

Cette coupe montre un passage apparemment continu de l'Eocène supérieur à l'Oligocène.

3) Coupe de la rive droite du ravin exutoire de Malvariche vers le Rio de Pliego.

Cette coupe diffère de celle de la rive gauche par l'augmentation brutale de la puissance des conglomérats. Nous effectuerons une coupe de la base des conglomérats jusqu'au lit du Rio de Pliego (coupe⁵ fig. 112)

Appuyée contre les calcaires gréseux de l'Eocène supérieur du flanc méridional del Bosque, vient une masse de conglomérats calcaires (plus de 100 m). Au contact de l'Eocène supérieur, ils sont verticalisés. Vers le NW, le pendage diminue brusquement et les couches conglomératiques dessinent un synclinal qui va désormais limiter au N les reliefs de la Sierra de Espuña. Les conglomérats réapparaissent donc en remontée synclinale vers le NW au niveau du lit du Rio Tornajos et sont affectés par des accidents verticaux. Des marnes oligocènes comblent cette structure. La succession des différents niveaux permet de mettre en évidence de bas en haut :

. la masse de conglomérats calcaires formés en majeure partie de galets de calcaires jurassiques et de dolomies ;

(*) déterminations de M.Cl. Lorenz.

. une première série de marnes ocre à Almaena cf. epistominoides et Al. cf. abrardi

. une seconde série de marnes, rouges cette fois, sableuses, à Almaena escornebovensis.

4) Coupe du flanc nord del Bosque (coupes 3 et 4, fig. 112)

Vers le NE, l'épaisseur des conglomérats augmente considérablement. On observe, en effet, 5 à 600 m de conglomérats (1a) formant à eux seuls la plus grande partie du massif del Bosque.

Ces niveaux sont caractérisés par la prédominance quasi-absolue des éléments jurassiques. On observe des galets roulés (de 1 à 20 cm de diamètre) de calcaires compacts, de calcaires oolitiques, et de dolomies grises. Ces éléments présentent toujours les faciès banals du Jurassique du Bétique de Malaga. Les éléments qui ne sont pas jurassiques sont rarissimes. Nous avons pu néanmoins trouver quelques galets de calcaires à Nummulites du Lutétien moyen et de grès rouges permo-triasiques. Le ciment des conglomérats est très peu abondant et ne nous a livré aucun débris déterminable.

Des calcaires à Algues (1b) les séparent des marnes ocre à Almaena cf. epistominoides (Marie) (2).

Sur le flanc méridional du synclinal del Bosque, les conglomérats reposent régulièrement sur les calcaires à Algues et les calcaires gréseux à Chapmanina de l'Eocène supérieur (e_{7,6}). Dans la partie haute de la vallée de Malvariche, il ne semble y avoir aucune discontinuité tectonique entre l'Eocène supérieur et les conglomérats. On observe, en effet, sur des calcaires à Discocyclines et Chapmanina de l'Eocène supérieur, quelques mètres de calcaires compacts à galets épars de calcaires à Clypeina jurassica et Pseudocyclamina sp. Ces calcaires passent sans discontinuité apparente aux conglomérats calcaires par augmentation progressive du nombre des galets.

Vers le NE, la coupe du flanc nord del Bosque évolue très peu. Sur la coupe 3 de la figure 112 , située à 1,5 km du NE de la précédente,

apparaît un synclinal rudimentaire (limitant la Sierra de Espuña au N), rempli de marnes ocres (2) et bordé au N par un accident qui met au contact marnes (2) et conglomérats (1a).

5. Zone située entre le massif du Bosque et Perona

Nous examinerons en détail la base des conglomérats calcaires du massif del Bosque au N de la vallée de Malvariche, jusqu'à la Perona au N de celle de Prat Mayor : du SW au NE les conglomérats reposent

- a) sur l'Eocène supérieur transgressif sur l'unité du Morron de Totana et sur celle de Prat Mayor ;
- b) directement sur l'unité de Perona qui est superposée à celle de Prat Mayor.

a) Contact basal des conglomérats

De l'extrémité occidentale del Bosque (au niveau de la coupe 5, fig. 112) et sur plusieurs kilomètres, les conglomérats font suite en série continue à l'Eocène transgressif.

En règle générale, les couches de calcaires à Nummulites de l'Eocène supérieur s'enrichissent, vers le haut, en galets de calcaires jurassiques. Les premiers niveaux nettement conglomératiques ravinent cependant clairement le toit des calcaires éocènes.

b) Constitution des conglomérats superposés à l'unité de Perona (fig. 116)

Au fur et à mesure que l'on s'approche du point où les conglomérats reposent directement sur l'unité de la Perona, la taille des éléments jurassiques emballés augmente. Les blocs varient très rapidement de quelques dm³ à plusieurs m³.

Au N de la cote 1236, apparaît, au sein des conglomérats, une énorme masse calcaire que l'on peut considérer comme une klippe sédimentaire. Ses faciès sont ceux de l'unité de Perona.

La coupe suivante peut être relevée de bas en haut :

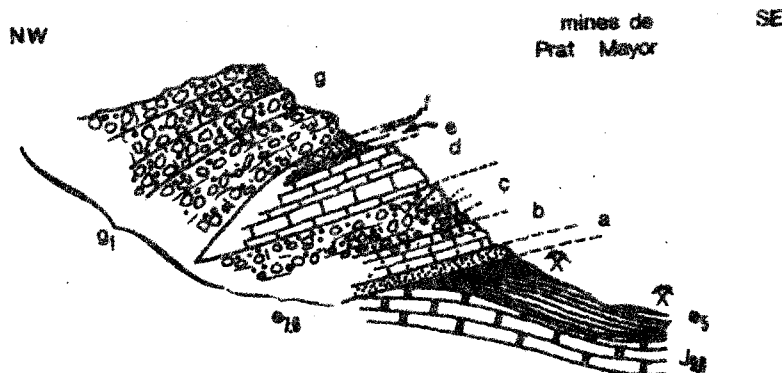


fig. Base des conglomérats oligocènes au N des exploitations de lignite de Prat Mayor.

Unité de Prat Mayor : $f_{9.8}$: Jurassique supérieur ; e_5 : Lutétien continental ;
série post-nappe : $e_{7.6}$: Eocène supérieur ; g_1 : Oligocène inférieur ;

a. 10 m de conglomérats formés de galets de quartz ;

b. 20 m de calcaires gréseux à Nummulites ;

c. un premier niveau de conglomérats calcaires dans lesquels on trouve intercalés des portions de bancs de calcaires à Nummulites de l'Eocène supérieur ;

d. une série de calcaires fortement disloqués mais ayant conservé une stratification très nette. Ces calcaires sont oolitiques, blancs et représentent un Jurassique s.l ;

e. au toit de ces calcaires, s'observent 40 cm de marnes verdâtres contenant à la base des galets encroûtés. Ce niveau est vraisemblablement de l'Albien et les encroûtements ferrugineux correspondent à ce que l'on observe dans les unités de Prat Mayor et du Morron de Totana au niveau du karst albien.

f. 2 m de calcaires jaunâtres à rougeâtres du Crétacé supérieur.

g. des conglomérats calcaires, identiques à ceux du niveau 2.

Etant donné la position de cette klippe sédimentaire (d, e et f), il est fort vraisemblable qu'il s'agisse d'une partie de l'unité de Perona qui s'est éboulée dans la dépression que comblaient les conglomérats.

6. Coupe de la partie nord-orientale du front de la Sierra de Espuna (coupe 1, fig.

La série de base de l'Oligocène se modifie sensiblement vers le NE, En témoigne une coupe (fig.) faite à l'extrémité nord-orientale de la Sierra de Espuna, au S de la Casa del Barbo jusqu'au sommet dominant la partie basse de Prat Mayor qui montre de bas en haut :

. au-dessus du Secondaire de l'unité de Prat Mayor, quelques mètres de marno-

calcaires très ferrugineux, quartzeux contenant de très nombreux débris de Lamellibranches et de Cerithes (base de l'Eocène supérieur) ;

. g_{1a} : une série de marnes ocreuses noduleuses, riches en quartz, alternant avec des niveaux de calcaires compacts ou de conglomérats à galets calcaires. Les calcaires ne sont pas riches en microfaune et sont chargés de quartz. Certains bancs présentent des Nummulites du genre intermedius-fichteli sans Lépidocyclines ;

. g_{1b} : une série essentiellement calcaire avec des passées conglomératiques à la base. On note la présence de Nummulites, Miliolites, Eorupertia sp., Rotalia gr. hensoni ; cette microfaune est peu caractéristique ;

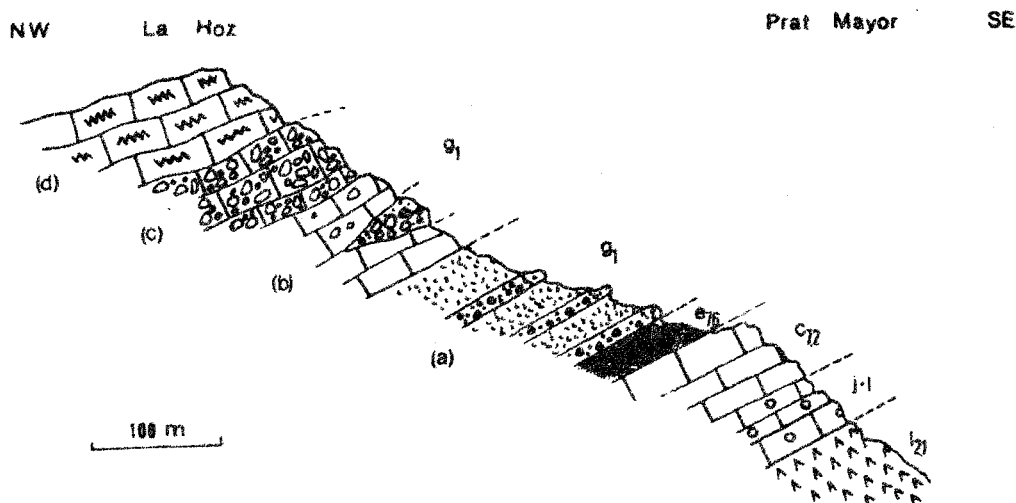


fig. 1177 Coupe de l'extrémité nord-orientale de la Sierra de Espuña

Unité de Prat Mayor : $l_{2,1}$: dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; $j-1$: calcaires jurassiques ; $c_{7,2}$: calcaires du Crétacé supérieur ; $e_{7,6}$: conglomérats quartzeux, ferrugineux de l'Auvervien

- (a) : conglomérats et marnes ocreuses
- (b) : calcaires compacts à passées conglomératiques
- (c) : conglomérats calcaires
- (d) : calcaires à Algues et Polypiers.

g_{1c} : des conglomérats à galets calcaires et dolomitiques jurassiques ;

g_{1d} : des calcaires à Algues et à Polypiers ;

Les niveaux récifaux qui surmontent les conglomérats ont fourni

la microfaune suivante (*) :

grzybowskia cf. involutiformis Papp. et Kupper, Nummulites et Rotalidés.

Au N de la falaise calcaire que déterminent ces différents niveaux, viennent :

1. les marnes ocre de l'Oligocène inférieur qui, au NE du Cerro de la Cabra ont livré (**):

Almaena cf. epistominoides (Marie)

Al. cf. abrardi (Poignant)

Globigerinita dissimilis Cush. et Berm.

Globigerina venezuelana Hedg.

G. rohri Bolli

Cibicides perlucidus Nutt.

C. cf. mexicanus Nutt.

Anomalina cf. dorri Cole

Bulimina sculptilis Cush.

Vulvulina spinosa Cush.

Uvigerina cf. rustica Cush. et Edw.

2. les marnes rouges de l'Oligocène supérieur ; Au NE de la coupe précédente, la série calcaire se verticalise (coupe 1, fig. 112) et est en contact direct avec les marnes rouges de l'Oligocène supérieur à la faveur d'une faille verticale. En contre-bas de la route des Services des eaux du Taibilla, près du Pozo del Barbo, ces marnes ont fourni une belle association (**):

Almaena hieroglyphica (Sigal) var. bartensteini (Sigal)

Al. escorobovens (Sigal)

Globigerina venezuelana Hedg.

Cibicides barnetti Berm.

Anomalinoides alazanensis

Uvigerina gallowayi Cush.

7. Existence de conglomérats au S de la vallée de Prat Mayor

L'unité de Perona, entre les vallées de Prat Mayor et Valdelaparra, repose, en klippe, sur l'unité de Prat Mayor. Au sommet de cette klippe

(*) déterminations de M.L. Hottinger

(**) déterminations de M.J. Magné.

viennent en transgression des conglomérats calcaires horizontaux sensiblement à la même côte que ceux situés sur le flanc nord de Prat Mayor.

En résumé, les conglomérats calcaires du front nord de la Sierra de Espuña sont nettement transgressifs sur n'importe quelle unité de la Sierra de Espuña et résultent du démantèlement de reliefs jurassiques, crétacés et Eocènes parfois abrupts puisque de véritables pans de montagnes en étaient arrachés.

7. OLIGOCENE DE L'UNITE DU CALVILLO

La série éocène de l'unité du Calvillo, nous l'avons vu précédemment, est particulière puisqu'elle a sa propre originalité, tout en pouvant se relier à la fois à une série franchement subbétique (unité de Mula) et à une série du Bétique de Malaga (unité du Morron de Totana).

Bien que située au centre de la dépression du Rio de Pliego, c'est-à-dire dans la "zone-limite" même ; cette unité ne possède pas de relations évidentes avec les deux grands domaines. Ce que l'on peut affirmer, c'est qu'elle est limitée au N comme au S par une série d'accidents verticaux.

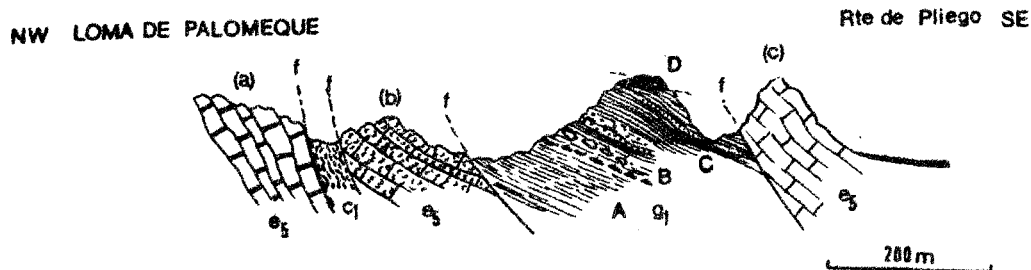


fig. 118. Coupe de la partie méridionale de la Loma de Palomeque

e₅ : calcaires à Nummulites du Lutétien supérieur (a, b et c)
c₁ : marnes vertes albiennes
g₁ : oligocène inférieur avec :

A. des marnes ocrees contenant des Polypiers isolés, en position renversées mais alignés en bancs. Elles révèlent la micro-faune suivante (X)

Globigerinita dissimilis (Cush. et Berm)

(X) déterminations de M.J. Magné.

Globigerina venezuelana Hedb.

G. rohri Bolli

G. cf. parva

G. cf. ampliapertura Bolli

Uvigerina cf. havanensis Voorwijk

Bulimina sculptilis Cush.

Vulvulina spinosa Cush.

Cibicides carrascalensis Colom

Uvigerina curta Cush. et Jarv.

caractérisant la base de l'Oligocène inférieur.

B. : des marnes à galets de calcaires à Algues et Polypiers ;

C. : quelques niveaux plus calcaires, à galets de calcaires, de quartz et de grès rouges permo-triasiques ;

D. : couronnant ces formations détritiques, vient un niveau de cailloutis non consolidés formé d'éléments arrondis de tout âge mais provenant essentiellement du Bétique de la Sierra de Espuna.

Au N des massifs du Calvillo et de la Loma de Palomeque, on trouve les marnes rouges gréseuses et les grès à pistes de vers de l'Oligocène supérieur avec :

Globigerina gr. cipercoensis Bolli

G. venezuelana Hedb.

Globigerinita dissimilis (Cush. et Berm.)

Bolivinopsis carinata (d'Orb.)

Pullenia bulloides (d'Orb.)

Vulvulina spinosa Cush.

L'Oligocène de l'unité du Calvillo est constituée de bas en haut par :

1. des marnes ocre à Almaena cf. epistominoides de l'Oligocène inférieur avec des niveaux de calcaires détritiques remaniant de fins débris jurassiques, des niveaux à quartz roulés ~~et~~ horizons à Polypiers ;
2. des marnes rouges gréseuses et micacées ~~et~~ grès rouges micacés à pistes de vers, à Almaena escornebovensis (Sigal) de l'Oligocène supérieur.

Ces formations, identiques à celles du flanc nord de la Sierra de Espuña, transgressives sur des couches redressées du Crétacé supérieur et de l'Oligocène, inférieur et moyen. Elles viennent recouvrir une surface topographique irrégulière, traduisant une phase érosive importante anté-oligocène.

8. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES SUR L'OLIGOCENE ET L'"AQUITANIEN" DE LA "ZONE-LIMITE" DU RIO DE PLIEGO

Les faciès de l'Oligocène et de l'"Aquitanién" de la zone-limite sont donc très variable du N vers le S.

A. BASE DE L'OLIGOCENE

a. au S de la "zone-limite", l'Oligocène inférieur est vraisemblablement représenté par des conglomérats et des calcaires récifaux, base de la série formant le flanc nord de la Sierra de Espuña.

b. au N de la "zone-limite" :

. dans l'unité du Calvillo, nous n'avons pas mis en évidence de sédiments conglomératiques puisqu'on observe directement en transgression sur un substratum crétacé et éocène des marnes à Almaena cf. epistominoides et Al. cf. abrardi

. dans l'unité de la Sierra de Ponce et dans l'unité de Mula, la base de la série des calcaires marneux à odeur fétide représentent déjà l'Oligocène tout à fait inférieur.

B. OLIGOCENE INFÉRIEUR A ALMAENA CF. EPISTOMINOIDES et Al. CF. ABRARDI

a. au S de la "zone-limite", il est constitué par une série de marnes ocre, avec intercalations de niveaux détritiques et conglomératiques, directement superposée aux conglomérats de base et aux calcaires récifaux (Oligocène le plus basal).

Au NW de la Sierra de Espuña, à la base de ces niveaux marneux ocre, on observe la présence d'une série de calcaires marneux et de marnes "à odeur fétide".

* au N de la zone-limite :

. dans l'unité de la Sierra de Ponce, il est sous forme de calcaires marneux gris à odeur fétide et de marnes grises à Almaena cf. epistominoides avec quelques lentilles récifales.

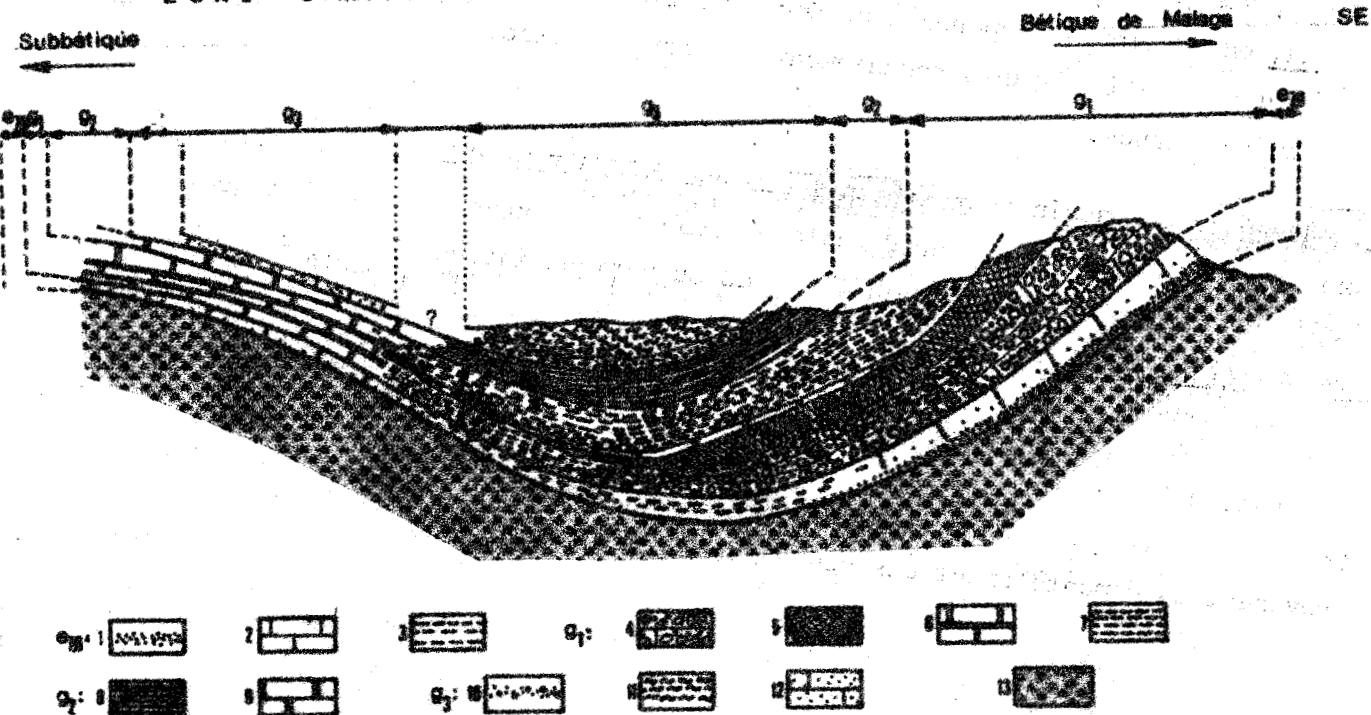


fig. Les variations de faciès de l'Oligocène et de l'"Aquitanién" de la zone-limite du Rio de Pliego.

e_{7.6} : Eocène supérieur ; g₁ : Oligocène inférieur ; g₂ : Oligocène supérieur ; g₃ : "Aquitanién".

1 : conglomérats à galets de quartz ; 2 : calcaires ; 3 : marnes ; 4 : conglomérats à galets calcaires et dolomitiques ; 5 : calcaires à Algues et Polypiers ; 6 : calcaires marneux gris et marnes grises ; 7 : marnes ocre et rouges ; 8 : marnes rouges finement gréseuses ; 9 : calcaires ; 10 : conglomérat polygénique ; 11 : marnes rouges ; 12 : calcaires molassiques ; 13 : substratum de la transgression éocène.

C. OLIGOCENE SUPERIEUR

a. dans la majeure partie de la zone-limite, ce sont des marnes rouges gréseuses et micacées à *Almaena escornebovensis* et *Al. hieroglyphica* var. *bartensteini*.

b. au niveau du Subbétique, ce sont des calcaires à Algues et *Lépidocyclines*.

D. "AQUITANIEN"

a. dans la zone-limite, la base de cet étage de transition est marquée par un conglomérat polygénique. Viennent ensuite des marnes gréseuses vertes et rouges.

b. au niveau du Subbétique, l'"Aquitanién" est sous forme de calcaires molassiques à *Miogypsinidés*.

9. CONCLUSIONS GENERALES SUR L'OLIGOCENE

A l'aube de l'Oligocène, une partie de la chaîne a déjà subi

des mouvements tectoniques importants. La marge septentrionale des nappes internes est en place ainsi que la partie méridionale du Subbétique, depuis l'Auversien.

Sur la transversale de la Sierra de Espuña, on distingue donc, à l'Oligocène, 4 séries distinctes :

1. l'Oligocène lié au Prébétique autochtone : il s'agit de formations continentales (marnes rouges), contenant quelques niveaux marins à Huîtres, qui traduisent des incursions momentanées de la mer.
2. Vers le S, dans la partie interne du Prébétique, au niveau du domaine de la série intermédiaire de la Puerta, l'Oligocène est calcaire, peu épais et de faciès très néritique.
3. Au S, vient le bassin du Subbétique septentrional : l'Oligocène est marin, marneux, en continuité apparente de sédimentation avec le Bartonien. On note néanmoins d'importants remaniements de faune crétacée et éocène à la base de ces marnes.
4. séparé de ce bassin septentrional par une zone vraisemblablement émergée, correspondant à la partie méridionale du Subbétique externe, au Subbétique médian et à la partie septentrionale du Subbétique interne, vient le bassin oligocène de la "zone-limite" du Rio de Pliego ; il est à cheval sur le Subbétique au N et sur le Bétique de Malaga au S.

Dans ce bassin, se sédimentent des séries marneuses, marines mais très néritiques qui admettent, à tous les niveaux, des apports très abondants provenant du démantèlement des zones internes.

CHAPITRE VII

MIOCENE

CHAPITRE VII

LE MIOCENE

1. INTRODUCTION	346
2. DEFINITIONS PALEONTOLOGIQUES	348
3. LE MIOCENE INFÉRIEUR : séries antérieures au charriage du Subbétique sur le Prébétique	351
4. LE MIOCENE POST-OROGENIQUE FRANC : séries postérieures au charriage du Subbétique sur le Prébétique	359

CHAPITRE VII

LE MIOCENE

1. INTRODUCTION

L'inventaire des terrains néogènes est capital car les phases orogéniques principales s'étalent dans le temps de l'Auversien jusqu'au début du Miocène supérieur. C'est, en effet, au début de l'Helvétien (conventionnellement marqué par l'apparition des Orbulines), que l'autochtone prébétique est largement chevauché par la nappe subbétique alors que la partie interne du Subbétique et les unités du Bétique de Malaga sont déjà en place depuis l'Auversien.

De plus, les unités charriées ont été largement intéressées par des phases du Miocène supérieur ; de larges bassins d'effondrement, remplis de puissantes séries marneuses néogènes, se situent au coeur même des nappes.

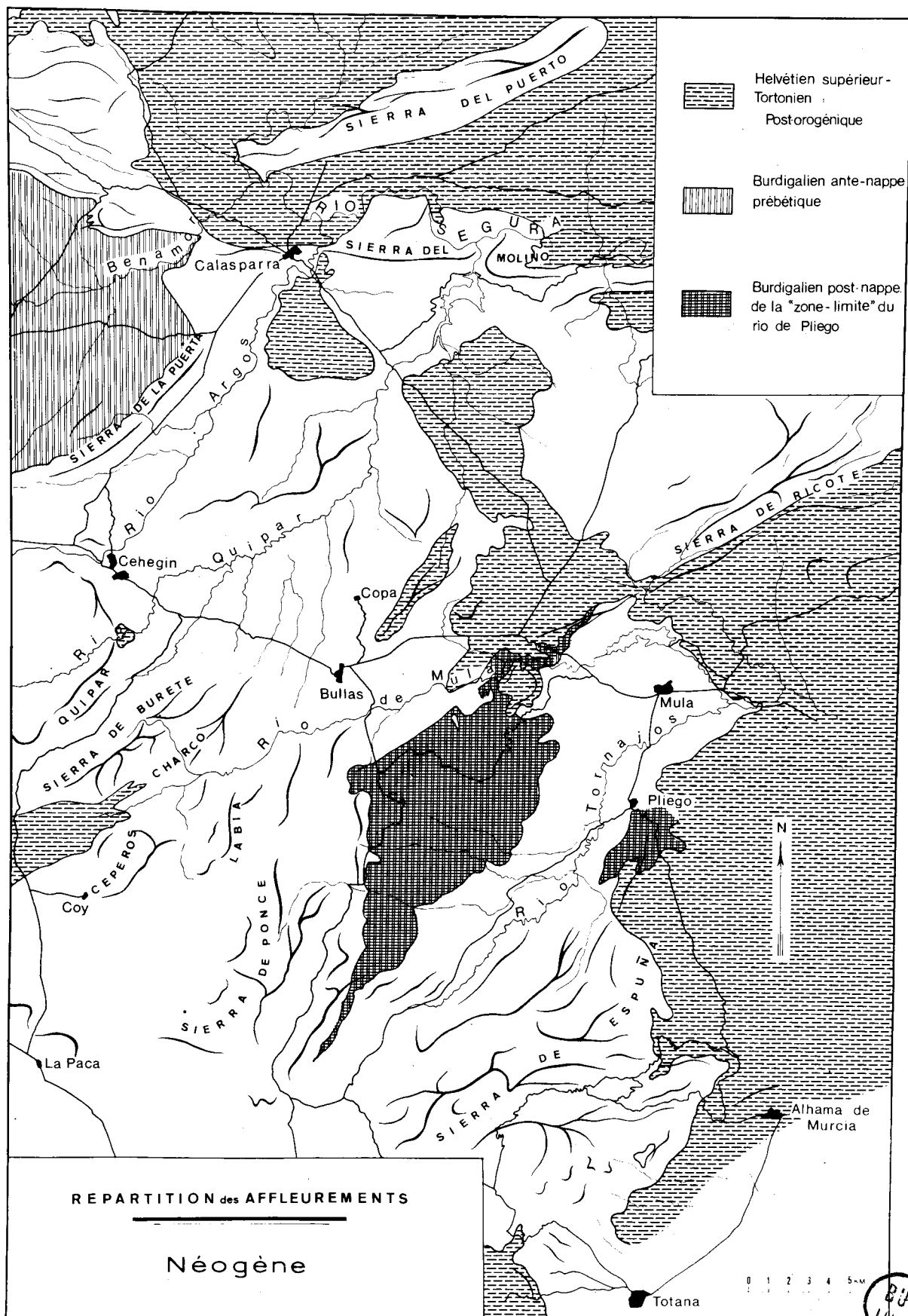
L'étude des différents bassins néogènes a été abordée succintement mais les faciès, en bordure des massifs charriés, ont été examinés plus précisément.

L'"Aquitaniien" que nous considérons comme partie intégrante du Miocène a été étudiée précédemment, avec les terrains oligocènes ; les faciès de base du Miocène, "aquitaniens", lorsqu'ils sont représentés, sont, en effet, très semblables à ceux de l'Oligocène bien que révélant une microfaune à affinités nettement miocènes.

Nous distinguerons les deux ensembles suivants :

A. Les séries néogènes antérieures au charriage du Subbétique sur le Prébétique.

Elles constituent un Post-orogénique relatif dans la région située



au N de la Sierra de Espuña : il s'agit du Miocène inférieur.

Deux grands bassins existent sur la transversale de la Sierra de Espuña :

1. au N, le bassin de Moratalla sur lequel est charrié l'ensemble du domaine subbétique.
2. au S, le bassin du Rio de Pliego où le Miocène inférieur fait suite à l'"Aquitainien" calcaire sur le Subbétique au N et à l'Oligocène supérieur de la "zone limite" du Rio de Pliego.

B. Les séries néogènes postérieures au charriage du Subbétique sur le Prébétique.

Elles représentent par contre le Post-orogénique absolu par rapport à toutes les phases tangentielles importantes :

- Le Miocène supérieur est essentiellement représenté dans l'immense bassin de Mula dont les séries débutent à l'Helvétien supérieur (couches à nombreuses Orbulines). Le Miocène supérieur s'appuie au N sur les reliefs subbétiques de la Sierra de Ricote et au SW sur le Bétique de Malaga. Au S du secteur étudié, le bassin de Mula enveloppe les reliefs de la Sierra de Espuña, de la Sierra Tercia et se relie au bassin de Lorca.
- Au sein du Prébétique et du Subbétique, on retrouve des bassins isolés, comblés de marnes post-orogéniques. Nous étudierons ces deux cycles sédimentaires différents.

2. DEFINITIONS PALEONTOLOGIQUES

P. Fallot (1929, 1945) fit l'inventaire des microfaunes rencontrées dans toutes les séries post-orogéniques. A partir de Lamellibranches, il soupçonna que le Burdigalien était transgressif sur le Bétique de Malaga (1929, p. 256). Plus au N, ces mêmes couches se situaient sous le front de chevauchement du Subbétique (région de Nerpio, à l'W de Sabinar).

L'étude par E. Perconig de la microfaune des différents niveaux néogènes a permis de distinguer de nombreuses cénozones.

A. Subdivisions du Miocène antérieur au charriage du Subbétique sur le Prébétique (microfaune dégagée) :

. <u>Cénozone 1</u> :	<u>Globigerina ampliapertura</u> <u>Bolli</u>)	
	<u>Gl. tripartita</u> <u>Koch</u>)	Formes souvent citées
	<u>Globorotalia increbescens</u> (<u>Bandy</u>))	
	<u>Globigerinata dissimilis</u> (<u>Cush. et Berm.</u>))	dans l'"Aquitarien".

ainsi que

<u>Globorotalia obesa</u> <u>Akers</u>)	
<u>Globoquadrina dehiscens</u>)	Formes rencontrées dans
(<u>Chapman. Parr et Collins</u>))	
<u>Globoq. cf. langhiana</u> <u>Cita et Gelati</u>)	les niveaux supérieurs à
		l'"Aquitarien".

Cette cénozone 1. correspondrait au passage "Aquitanien" - Burdigalien.

- Cénozone 2 : Globorotalia obesa Akers
Globorotalia cf. maveri Cushman et Elissor
Globorotalia archeomenardi¹ Bolli
Globoquadrina dehiscens (Ch. Parr et Collins)
" cf. langhiana Cita et Gelati
Globigerinoides trilobus (Reuss)
" trilobus bisphaericus Todd
" trilobus immaturus Le Roy
" glomerosus curvus Blow
^{cu}
Portilasphaera transitoria (Blow)
Porticulasphaera sp.

Cette cénozone est caractérisée par l'absence d'Orbulines et il semble que l'on puisse l'attribuer au Burdigalien en convenant que les Orbulines apparaissent à l'Helvétien.

B. Subdivisions de l'Helvétien-Tortonien postérieur au charriage du Subbétique sur le Prébétique.

Les cénozones déterminées dans les terrains postérieurs à la mise en place de toutes les nappes sont nettement séparées des deux précédentes. Les premiers niveaux transgressifs sont, en effet, extrêmement riches en Orbulines. Ont pu être déterminées les cénozones suivantes :

Cénozone I : Orbulina universa d'Orb.

O. suturalis Bronniman

Sphaeroidina bulloides d'Orb.

Globigerina globorotaloidea Colom

Globorotalia mayeri Cushman et Elliser

Grandes Gyroïdinae et Eponides

Grands Arénacés (Cyclammina, Spiroplectammina carinata (d'Orb.)

Textulariae)

Lagénidés.

Cénozone II : Orbulina universa d'Orb.

O. suturalis Bronn.

Globigerinoides trilobus Reuss (très abondante)

Globorotalia menardii d'Orb.

Planulina wuellerstorffii (Schager)

Uvigerinae, Buliminae, Lagenidae

Eggerella bradyi (Cushman) etc...

Cénozone III : d'abondantes Globigerina apertura Cushman

Globigerinoides trilobus (Reuss)

Globorotalia menardii miocenica Palmer

très abondantes Virgulina schreibersiana Czyzky

Nonion boueanum (d'Orb.)

Cenozone IV : une grande abondance de Ammonia beccarii (Less.)

Nonion boueanum d'Orb.

et Globigerina bulloides d'Orb.

Globigerina apertura Cushman

Globigerinoides trilobus (Reuss)

Globorotalia menardii ⁱmiocenica Palmer

" scitula (Brady)

" incompta (Cigelli)

ainsi que de nombreuses formes résédimentées du Crétacé supérieur et du Paleocène.

Ces quatre cénozones peuvent appartenir, dans leur ensemble, au Tortonien (Cita, Premoli Silva et Rossi, 1965). Toutefois, la cénozone I pourrait se rattacher à la partie élevée de l'Helvétien étant donné l'absence de Globorotalia menardii (qui débiterait avec le Tortonien) et la présence d'exemplaires typiques de Globorotalia mayeri.

3. LE MIOCENE INFÉRIEUR : SERIES ANTERIEURES AU CHARRIAGE DU SUBBETIQUE SUR LE PREBETIQUE

A. Le Miocène inférieur situé immédiatement au N de la Sierra de Espuña.

La dépression du Rio de Pliego, nous l'avons vu, est essentiellement comblée de marnes oligocènes, que couronne une épaisse série de marnes vertes. La route de service du Taibilla débutant au NE de la Loma de Palomeque à la route Lorca-Pliego, en permet l'observation continue.

Cette série marneuse (fig. 170 , A) est transgressive, puisqu'au S, elle repose sur les marnes gréseuses rouges de l'Oligocène supérieur et au N sur les séries molassiques de l'"Aquitanién".

Nous reprendrons l'étude du ravin du Manzano, au N de la Sierra de Ponce (fig. 106).

Sur les calcaires à Algues et Lépidocyclines, on observe de bas en haut :

1. en discordance nette (15°), des calcaires parfois compacts, en petits bancs, parfois chargés d'éléments roulés polygéniques (dolomies noires, calcaires jurassiques, calcaires marneux blancs à Globotruncana). La partie supérieure de ce niveau est nettement gréseuse.

2. quelques mètres de marnes sableuses gris-vert, alternant avec des grès calcareux microconglomératiques.

3. une épaisse série de marnes et de marno-calcaires verts présentant à leur base, des phénomènes spectaculaires de "slumping". Ces horizons glissés sont riches en galets de toute taille provenant des zones internes : ce sont tous les types de roches du Paléozoïque, du Trias, du Jurassique et de l'Eocène moyen du Bétique de Malaga. Une proportion importante de galets est formée d'éléments alpujarrides (phyllades violettes permo-werfénienues).

Vers le SE (fig. 170), les marnes vertes 3 reposent directement sur les marnes rouges détritiques de l'Oligocène supérieur de la "zone-limite"

Dans l'ensemble, ces marnes vertes sont à caractère pélagique. On constate néanmoins l'existence de deux niveaux gréseux de 10 m au moins, intercalés dans la série et déterminant de larges "cuestas" dans le paysage. De plus, vers le SE, les marnes vertes montrent un faciès beaucoup plus siliceux : certains niveaux sont formés de plaquettes argileuses où commencent à s'individualiser des silex.

Les calcaires 1., malgré leurs faciès molassiques, montrent en lame mince l'association

Lépidocyclines

Miogypsinoides complanata Schlumb.
Miogypsina sp.

sur les niveaux à Miogypsines, on peut relever par place des Lépidocyclines (Eulepidina ehippoides) seules (C.W. Drooger, J. Paquet et R. J. Tjalsma, 1965).

D'après les associations rencontrées, il semble que ce niveau 1. représente l'"Aquitanien", donc la partie basale du Miocène inférieur.

A cet "Aquitanien", se rattachent les calcaires à Nephrolépidines rencontrés par P. Fallot (1945, p. 253), pincés au coeur de synclinaux de Crétacé supérieur, dans la zone du Cortijo del Frances. On trouve régulièrement, sur le flanc oriental de la Sierra de Ponce, de petits coins de calcaires directement superposés au Crétacé supérieur. Cette position quasi constante témoigne de la transgressivité de l'"Aquitanien" sur le bord méridional du Subbétique. P. Fallot signale seulement dans ces calcaires :

Nephrolepidina tournoueri Lem. et R. Douv., N. morgani Lem. et R. Douv. et N. marginata Mich.

Nous pensons avoir réexploité le gisement signalé par P. Fallot. Comme tous les autres gisements isolés d'"Aquitanien", il nous a fourni :

- (*) Miogypsina gunteri Cole
- (*) M. basraensis Bronn.
- (**) Nephrolepidina tournoueri Lem. et R. Douv.
- (**) N. morgani Mich.

Les marnes vertes (3) qui succèdent à cet "Aquitanien" ont fourni une abondante microfaune, les prélèvements étant effectué le long de la route Bullas-Zarzadilla, sur la rive gauche du ravin del Manzano (***)

Globigerinoides trilobus (Reuss)
G. irregularis Le Roy
Globigerina bulloides d'Orb.
G. cf. bollii Cita et Silva

- (*) déterminations de C.W. Drooger et R. Tjalsma,
- (**) déterminations de Cl. Lorenz.
- (***) déterminations de M.J. Magné

Globoquadrina altispira

G. cf. dehiscens (Chap., Parr et Coll.)

Globorotalia mayeri Cush. et Ell.

G. seitula Brad.

Pullenia bulloïdes (d'Orb.)

Siphonia bradyana burdigalensis Colom.

Cette association indique un niveau relativement élevé du Miocène inférieur.

Vers le SE, ces mêmes marnes vertes ont fourni dans les prélèvements effectués le long du chemin de service du Taibilla, outre les espèces citées précédemment (✱) :

Globoquadrina altispira (Cush. et Jarv.)

Cassidulina subglobosa (Brad.)

Ces marnes reposent, au niveau du Rio de Pliego sur des marnes rouges datées de l'Oligocène supérieur.

L'extension du Miocène inférieur est importante dans la "zone-limite" du Rio de Pliego. Beaucoup plus au NW, il est transgressif sur les marnes rouges de l'Oligocène inférieur, sur l'Eocène inférieur et moyen et sur le Crétacé supérieur.

Au niveau de la route Caravaca-Murcie, une barre de calcaires à Algues et Amphistégines couronne l'ensemble marneux daté du Miocène inférieur. Viennent ensuite les calcaires molassiques subhorizontaux de l'Helvétien supérieur post-orogénique.

B. Burdigalien de la région de Pliego.

La région de Pliego se situe au NE de la "zone-limite" du Rio de Pliego.

Une coupe effectuée à l'E de la ville, au niveau du chateau en ruines, permet l'observation de la succession suivante, de bas en haut (fig. 121) :
(✱) déterminations de M.J. Magné.

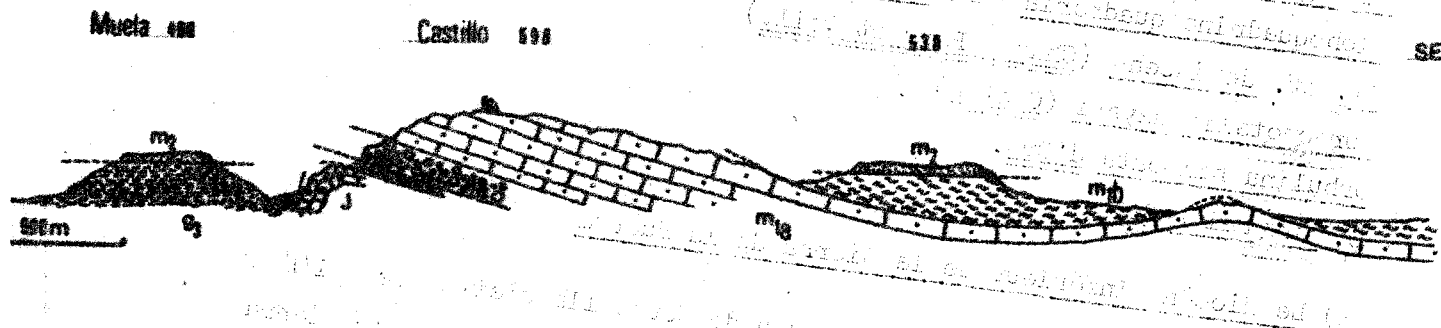


fig. 121 - Le Miocène inférieur de la région de Pliego.
Légende ci-dessous.

J : des calcaires oolitiques ou à grain fin, fortement tectonisés, appartenant au Jurassique de l'unité de Pliego : Lias ;

g₃ : des marnes gréseuses, micacées, rouges et des grès micacés de l'Oligocène supérieur ;

m_{1a} : des conglomérats assez puissants (20 à 30 m), polygéniques, suivis de calcaires molassiques très épais. Ils forment tous les reliefs situés au S de Pliego jusqu'au S du col de Espuna ;

m_{1b} : des marnes blanches avec des niveaux indurés siliceux contenant une riche microfaune du Miocène inférieur ;

m₂ : des calcaires molassiques, conglomératiques à la base, représentant vraisemblablement l'Helvétien.

C. Le Miocène inférieur associé au Prébétique.

P. Fallot reconnut très tôt (1929 b) l'âge burdigalien des molasses blanches qui supportent le Trias de base de la nappe subbétique entre Nerpio et Moratalla. Il y avait récolté, en abondance, Pecten beudanti Bast., forme typiquement burdigalienne. Les marnes blanches, chevauchées à l'E de Moratalla par la nappe subbétique, ont été datées par une riche microfaune (M. Durand Delga et J. Magné, 1958 p. 160) de la partie terminale du Miocène.

inférieur. Ces auteurs indiquent, en particulier, l'association de :

Globigerinoïdes trilob (Reuss)
Globoquadrina quadraria var. advena Berm.
Gl. cf. dehiscens (Chap., Parr et Coll.)
Turborotalia mayeri (C. et E.)
Orbulina bilobata d'Orb.
O. suturalis Br.

1) Le Miocène inférieur de la Sierra de la Puerta

La terminaison orientale de ce bassin de Moratalla s'effectue à l'E de Calasparra. Le flanc sud de ce bassin synclinal est renversé dans la Sierra de la Puerta.

Nous avons vu précédemment (p. 309) qu'à une série calcaire de l'Oligocène s.l. fait suite une épaisse série de marnes blanches alternant avec des grès calcaireux. La base de cette série marneuse appartient à l'Oligocène supérieur à Globigerina ciperensis.

50 m au-dessus des calcaires oligocènes, des marnes blanches, de faciès identiques à ceux des marnes inférieures, ont fourni l'association (*) :

Globoquadrina dehiscens (Chap., Parr. et Coll.)
Globigerinoïdes trilobus immaturus Le Roy
Pariculusphaera glomerata curva Blow
Operculina complanata
Globorotalia opima opima Bolli

pouvant peut-être se situer au niveau de l'"Aquitanién", c'est-à-dire la base du Miocène inférieur.

75 m sur la barre de calcaires oligocènes, des marnes blanches ont par contre, fourni une microfaune que l'on peut rattacher au Miocène inférieur franc avec :

Globigerina aff. parva Bolli
G. trilocularis
Globigerinoïdes bisphaericus Todd
Gl. trilobus (Reuss)

(*) aimablement fournie par la Sociedad exploracion Petroleo Española.

G1. subquadrata

Globorotalia opima Bolli

G1. cf. opima nana Bolli

Globoquadrina cf. dehiscens (Chap., Parr et Coll.)

G1. quadraria var. advena Berm.

Orbulina sp.

ainsi que des Hétérostégines, Amphistégines, Miogypsinoïdes et Lépidocyclines plus des éléments remaniés (Orbitolines et Discocyclines).

Il semble que l'on soit en présence des mêmes niveaux du Miocène inférieur (partie basale exclue) que ceux définis au N de Moratalla par M. Durand Delga et J. Magné (1958).

Au N de la Sierra de la Puerta, dans la Sierra de los Falcones (fig.83) on observe sur l'Oligocène continental (argiles rouges) :

1° une barre de 15 à 20 m de calcaires à Algues et Amphistégines de l'Oligo-Miocène ("Aquitarien") ;

2° une série puissante de marnes blanches, formant la prolongation orientale du bassin synclinal de Moratalla.

Cette série marneuse du Miocène inférieur est localement chevauchée par une écaille rattachable à ^{la série} intermédiaire de la Puerta, dans la zone des Llanos de la Carrasca (fig.).

2) Le Miocène inférieur à l'E de Calasparra

Le Miocène inférieur ne cantonne pas à l'W de Calasparra. En effet,

au S de la Sierra del Molino, donc au SE de Calasparra, on trouve une bande de quelques dizaines de mètres de large de calcaires molassiques et de marnes blanches (fig. 124). Cette formation, au N, est en contact par faille verticale soit avec les séries gréseuses continentales de l'Albien de type "Utrillas" soit directement au contact des dolomies du Crétacé supérieur. Au S, il semble que cette formation fasse suite à l'Oligocène rouge continental.

Les niveaux de calcaires molassiques contiennent des galets de dolomies (crétacées), de calcaires marneux à Globotruncana et de très nombreux grains de quartz détritiques. En lame mince, on note la présence d'Echinodermes, d'Algues, de débris de Nummulites, de Gypsinidés, de Miogypsinidés (Miogypsina (?) sp.), de débris de Lépidocyclines, Amphistégines, Arénacés et tubes de Serpule.

Cette association indique le Miocène inférieur.

Ces faciès molassiques sont identiques à ceux rencontrés à la base des marnes blanches à Globigérines de l'Est du bassin de Moratalla (base de m_1 fig. 83).

D. Conclusions au Miocène inférieur

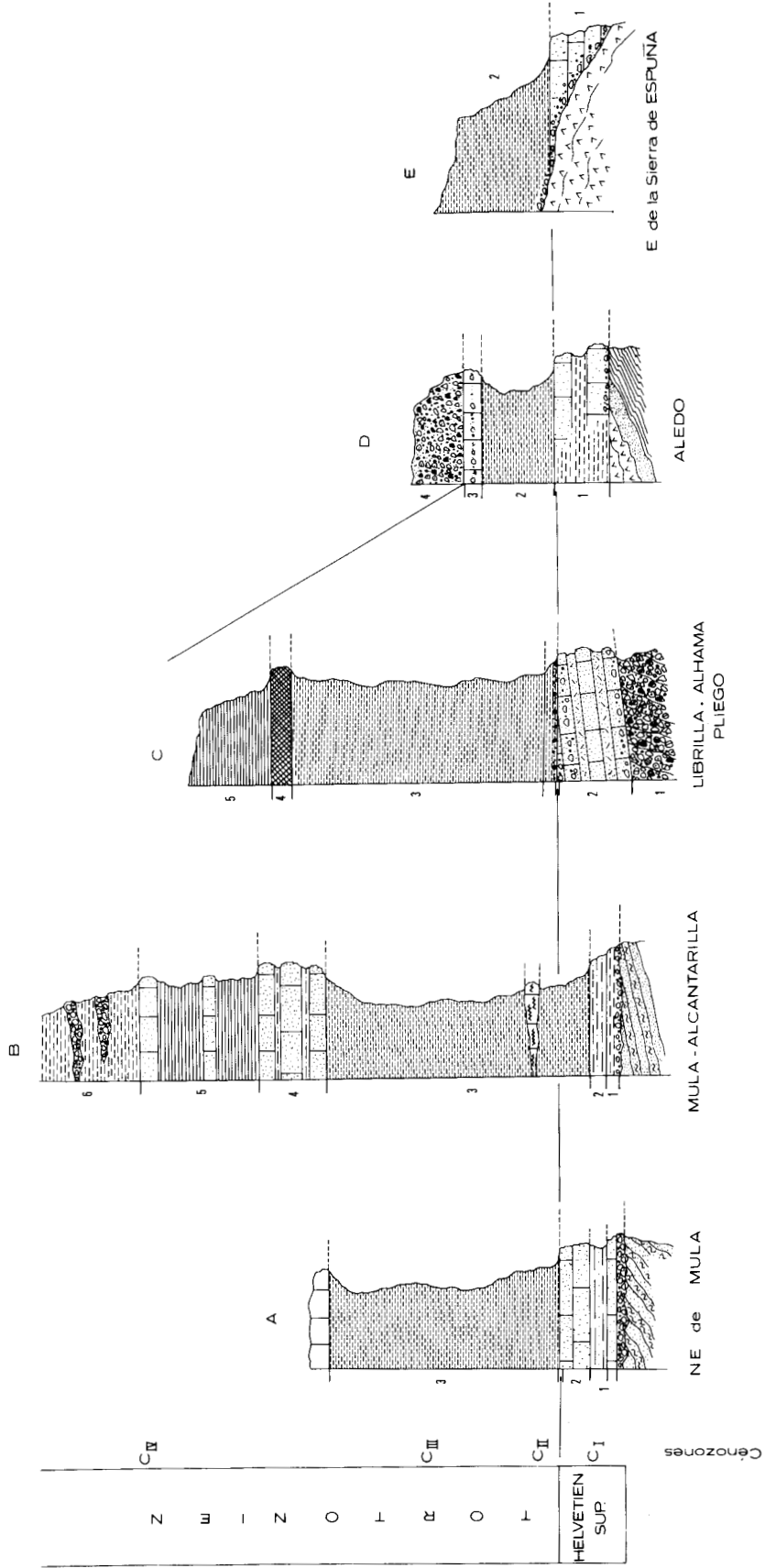
Sur la transversale de la Sierra de Espuña, deux types de Miocène inférieur s'opposent :

a. l'un situé entre le Bétique de Malaga et le Subbétique ("zone-limite" du Rio de Pliego) constitue le terme le plus élevé de la série post-orogénique débutant à l'Auvervien. Deux cycles différents sont observables :

a. l'"Aquitaniien" à Miogypsinidés est essentiellement calcaire ;

b. un Miocène inférieur marneux, un peu plus élevé, transgressif au N sur l'"Aquitaniien" (a) et sur les marnes rouges à Almaena escornebovensis (Sigal) au S.

b. l'autre lié au domaine prébétique, terme ultime d'une série autochtone largement chevauchée par la nappe subbétique : ce sont des marnes blanches à Globigérines présentant à leur base des niveaux calcaires molassiques.



4. NEOGENE POST-OROGENIQUE FRANC

Les bassins néogènes post-orogéniques sont une des caractéristiques de l'E des Cordillères bétiques. Au sein même des unités charriées se sont installés, à l'Helvétien terminal, de puissants bassins de comblement à la faveur de "graben" d'extension très importante. Le bassin principal du secteur étudié est celui de Mula. Au S de la Sierra de Ricote et à l'E de la Sierra de Espuna, débute une zone uniformément marneuse qui se prolonge à l'E jusqu'aux confins de la Sierra de Crevillente.

Nous décrirons les principales séries rencontrées.

A. Axe Mula-Murcia, coupe observable (colonne B, fig. 122)

La coupe débute au delà du Pueblo de Mula, au niveau du Rio de Mula.

La base de la série transgressive néogène repose sur des couches redressées (la discordance observable est de l'ordre de 15 à 20°) de l'Aquitainien élevé (alternance de marnes très détritiques et de grès argileux roux).

De bas en haut, on observe une série à pendage 15° SE formée de

1. calcaires molassiques à Ostrea crassissima et très nombreux Pectens (1 m), marnes jaunâtres (1m), marnes finement gréseuses bleuâtres (4 m) ;
2. marnes gréseuses jaunâtres (10 m) ;
3. marnes gris-bleu finement gréseuses (200 à 250 m) admettant, à 50 m environ de leur base, deux intercalations de quelques mètres de calcaires à Algues ;

fig. 122. Colonnes stratigraphiques des différentes coupes du Miocène supérieur post-orogénique de l'Ouest de la Province de Murcie. Explications dans le texte.

4. une alternance de calcaires marno-gréseux gris et de marno-calcaires gréseux (50 m) déterminant une cuesta très visible dans la topographie ;

5. grès calcaireux gris alternant avec des marnes sableuses jaunâtres et de marnes grises (200 m) ;

6. marnes grises (100 m) avec lentilles de gypse et niveaux de conglomérats polygéniques ;

Les niveaux 1 et 2 et les premiers 50 m du niveau 3 ont fourni une association-cénozone I caractérisée, comme nous l'avons vu plus haut, par l'abondance des Orbulines, la présence de Globorotalia mayeri, et l'absence de Globorotalia menardii. Il s'agirait peut-être encore de l'Helvétien terminal (?).

La partie supérieure des marnes 3 représente un Tortonien typique avec les Orbulines et Globorotalia menardii miocenica (Cenozones II et III).

Les niveaux 4 à 6 sont tous assimilables au Tortonien par l'association de la cénozone IV.

B. Problème de la base de la transgression de l'Helvétien terminal

La coupe que nous venons de décrire débute par des niveaux marneux (1 et 2). Sa base a été observée assez loin des premiers reliefs du Subbétique (5 à 6 km). En se rapprochant des massifs subbétiques, on constate une variation importante des faciès des couches de base du Miocène supérieur.

Nous décrirons deux coupes caractéristiques.

a) Coupe de la route du Pantano de la Cierva (colonne A, fig. 122)

La base de la transgression du Neogène post-orogénique s'observe clairement à l'embranchement des routes du Pantano de Cierva et du Service de Taibilla (fig. 116, 2).

Sur des couches redressées (jusqu'à 90°) de marnes détritiques et de grès rouges de l'Oligocène élevé, reposent 1 m de conglomérats polygéniques (1) suivis de calcaires molassiques à Algues et Pectinidés (2) supportant les marnes gréseuses gris-bleu (3) du Tortonien franc. En suivant latéralement les calcaires molassiques (2) on constate qu'au niveau du Pueblo de Mula (là où débute la coupe précédente), ils n'existent pas : ils correspondent vraisemblablement aux marnes 1 et 2 (colonne B, fig. 122). Vers le N, ils apparaissent face à l'embranchement de la route d'Archena et s'épaississent considérablement vers le N, c'est-à-dire en direction des reliefs de la Sierra de Ricote. Au N du Pantano de la Cierva, ils atteignent entre 40 et 50 m d'épaisseur et admettent, dans leur partie médiane, un niveau plus marneux.

Nous pensons que les niveaux molassiques de base du Néogène, particulièrement développés au N du bassin de Mula, passent latéralement aux marnes gréseuses de base observables au centre du bassin et attribuables au sommet de l'Helvétien.

b) Coupe de la Patruena au S de la Sierra de Ricote (Trias dans les couches de base du Post-orogénique)

Les couches de base du Néogène sont des calcaires molassiques et des conglomérats (50 m au moins) redressés à la verticale et même renversés. Sur ces niveaux (attribuables à l'Helvétien supérieur) viennent l'ensemble des marnes gréseuses gris-bleu du Tortonien. Interstratifiés dans les niveaux de base du Tortonien, on trouve des paquets de Trias marno-gypseux (A. Combes 1964) emballés dans les marnes bleues et constituant de véritables olistholites de Trias qui proviennent des affleurements triasiques de base des unités subbétiques de la Sierra de Ricote, situées plus au N.

C. Partie méridionale du bassin de Mula : région de LIBRILLA-ALHAMA DE MURCIA (colonne C, fig. 122).

Le bassin post-orogénique de Mula est limité au S par la très vaste dépression plio-quadernaire de Murcie. Cette longue bande effondrée, comblée de terrains récents, s'allonge de Lorca à Alicante soit sur plus de 150 km du SW au NE.

Au N d'un axe Totana-Alhama de Murcia-Librilla-Alcantarilla apparaît le bord méridional du bassin de Mula. A ce niveau, affleurent les niveaux de base du Miocène post-orogénique. Le long d'un axe Pliego-Fuente de Librilla-Librilla-Alhama de Murcia, on rencontre du S vers le N les niveaux suivants (fig. 122, colonne C) :

1. au pied de la Muela de Alhama de Murcia, en position verticale, des conglomérats non consolidés essentiellement formés de galets et de blocs anguleux provenant de n'importe quel niveau des nappes internes (Alpujarrides et Bétique de Malaga) ;
2. des calcaires molassiques à Pectinidés, des marnes très sableuses, des conglomérats polygéniques ;
3. une série très épaisse (plusieurs centaines de mètres de marnes gréseuses gris-bleu débutant par un niveau de marnes gréseuses ocre, conglomératiques à la base ;
4. 15 à 20 m de gypse massif blanc, stratiforme ;
5. des marnes blanches non gréseuses (au moins 50 m).

Au NE de Barqueros, pointe au travers de toute cette série un massif intrusif de roche éruptive basique du type "fortunite".

Vers Librilla, sur les marnes bleutées (3), reposent en discordance des argiles rouges alternant avec des conglomérats. Micropaléontologiquement, les niveaux marneux (3) et (5) appartiennent au Tortonien. L'épisode saumâtre ayant vu le dépôt de gypse (4) se situe ainsi dans le Tortonien.

Les niveaux de base 1 et 2 posent par contre un problème. En 1928, P. Fallot, en étudiant la faune, peu abondante des niveaux molassiques de la Muela de Alhama (niveau 2) décrit :

Pecten paulensis Font.

P. convexior Alm. et Bof.

Chlamys praescabriusculus Font. var. catalannica Alm. et Bof.

Aequiptecten cf. scabrellus Lmk

faune qu'il rapporte au Burdigalien.

Les niveaux marno-sableux intercalés dans les molasses ne nous ont fourni aucune microfaune car ils sont trop détritiques. Il semble néanmoins hypothétique d'attribuer les molasses de la Muela de Alhama de Murcia au Burdigalien. En effet, au N de la Sierra de Espuña, dans la "zone-limite" du Rio de Pliego, le Burdigalien est sous forme de marnes vertes, comme partout ailleurs dans la chaîne, et présente donc un faciès très différent des molasses de la Muela. Nous pensons donc que ces dernières représentent plutôt l'Helvétien supérieur comme dans le bassin de Mula.

L'âge des conglomérats verticaux (1) situés à la base de la Muela de Alhama pose un problème plus important.

D. Evolution vers le SW de la série néogène du bassin de Mula au S de la Sierra de Espuña

Les molasses de la Muela de Alhama se poursuivent très régulièrement vers l'W où elles s'appuient sur les unités inférieures permo-triasiques du Bétique de la Sierra de Espuña. Les faciès deviennent conglomératiques et bréchiqes au contact des reliefs.

Entre le SW de la Sierra de Espuña et la Sierra Tercia, le Néogène repose en transgression sur l'unité du Morron Largo et sur l'unité alpujarride de los Molinos (région d'Aledo).

On relève de bas en haut (fig. 122, colonne D) :

1. transgressifs sur les phyllades alpujarrides ou sur le Permo-Trias des unités de base de la Sierra de Espuña, quelques mètres à quelques dizaines de mètres de calcaires molassiques à Algues admettant en leur milieu un niveau de marnes ocre ;
2. 50 m de marnes gris-bleu finement gréseuses à nombreux débris de Lamelli-branches blancs ;

3. 10 m de conglomérats à ciment algaire, de calcaires à Ostrea crassissima et Pectinidés ;
4. des brèches non consolidées rouges formées essentiellement d'éléments permo-triasiques.

Les niveaux (1) et (2) sont tortoniens. Les molasses de base seraient comme partout ailleurs soit de la base du Tortonien soit du sommet de l'Helvétien.

Les formations caillouteuses rouges totalement azoïques représenteraient soit du Pliocène soit même déjà du Quaternaire.

Conclusions à l'étude du bassin néogène de Mula

1. il semble que la base transgressive du Post-orogénique, sous forme de molasses calcaires sur les bords du bassin et de marnes au centre, appartiennent à l'Helvétien supérieur ;
2. toute la masse marneuse qui comble le grand synclinal post-orogénique serait du Tortonien ; elle présente vers le haut des faciès saumâtres, gypsifères ;
3. de nombreuses discordances, surtout sensibles sur le bord méridional du bassin, affectent la série tortonienne.

D. Le Néogène post-orogénique dans le domaine prébétique et dans la partie frontale du Subbétique

a. Le Néogène au N de la Sierra del Molino

Au N de l'axe anticlinal est-ouest de la Sierra del Molino s'étend une vaste dépression synclinale comblée de marnes blanches.

Les niveaux de base de ce Néogène ont l'aspect de calcaires gréseux, conglomératiques et des marnes sableuses ocres. Vient ensuite une épaisse série de marnes grises. L'ensemble est daté du Tortonien.

b. Le Néogène du Garganton

Quelques kilomètres au S du front de chevauchement du Subbétique sur le Prébétique, dans la partie orientale du secteur étudié, s'observe un vaste synclinal à fond plat et à bords redressés, rempli de marnes gréseuses gris-bleu du Tortonien. Les niveaux de base, un peu plus grossiers, sont transgressifs au N sur les reliefs calcaires de l'Almorchon (fig. 133), sur le Trias subbétique et sur les termes crétacés et éocènes de l'unité de los Rameles.

Le faciès des marnes datées du Tortonien est absolument identique à celui du bassin de Mula.



