

# 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

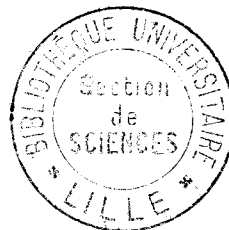
*Soutenues publiquement le 4 Novembre 1967 devant la Commission d'Examen*

---

### JURY

Messieurs les Professeurs :

Gérard WATERLOT, *Président.*  
Antoine BONTE  
Charles DELATTRE } *Examineurs.*  
Paul CELET  
Michel DURAND DELGA, *Rapporteur.*  
José-Maria FONTBOTE, *Invité.*



**DEUXIEME PARTIE**

**ETUDE TECTONIQUE**

# **CHAPITRE VIII**

**INTRODUCTION . GENERALITES**

C H A P I T R E VIII

INTRODUCTION ET GENERALITES

1. HISTORIQUE ET GENERALITES	366
2. LES GRANDS ENSEMBLES TECTONIQUES DE L'OUEST DE LA PROVINCE DE MURCIE	
A. Transversale de la Sierra de Espuña	368
1. Le Prébétique	368
2. Le Subbétique	368
3. La "zone-limite" du Rio de Pliego	370
4. Le Bétique de la Sierra de Espuña	370
B. Transversale de la Sierra de Ricote	
1. Le Subbétique externe de la Sierra de Lloro	371
2. Le Subbétique de la Sierra de Ricote	371
C. Bassins récents	372

## 1. HISTORIQUE ET GENERALITES

Dans les Cordillères Bétiques, la transversale de la Sierra de Espuña revêt un caractère privilégié sur le plan structural car elle intéresse l'autochtone prébétique, toute la nappe subbétique et le Bétique de Malaga, séparé du Subbétique par une "zone-limite". Enfin, au S de la Sierra de Espuña, débute le domaine alpujarride.

Nombreuses sont les observations tectoniques que P. Fallot (1945) nous a laissées. L'un des problèmes que cet auteur a abordés largement, est celui des relations entre le Bétique de Malaga et le Subbétique. P. Fallot, par ailleurs, définit, en 1948, la notion de rabotage basal et de "pli en sifflet" à partir d'exemples pris dans le secteur étudié ici.

Les liens entre Prébétique et Subbétique furent fixés par P. Fallot dans notre secteur d'étude, à l'E de Caravaca. La composition du Subbétique fut ébauchée : deux grands ensembles allochtones lui étaient apparus : le Subbétique frontal à Jurassique calcaire et le Subbétique méridional à Jurassique moyen marneux. Largement chevauchant sur le Prébétique, le Subbétique lui semblait être un ensemble homogène d'unités déplacées du S vers le N et reposant sur un autochtone par l'intermédiaire d'une sole triasique.

La partie interne du Subbétique (Sierra de Ponce) montrerait des déversements antibétiques vers l'E-SE, résultat de contrepoussées vers le front du Bétique de Malaga de la Sierra de Espuña.

P. Fallot pensait (1948, p. 69) "qu'une phase terminale du Bétique, située entre Aquitanien et Burdigalien, était responsable des plissements accusés du Subbétique interne ...".

Dans la Sierra de Ponce, en effet, (de la zone de la Casa del Francés au Castellar de Bullas) P. Fallot observa de l'"Aquitanien à Lépidocyclines pincé dans des plis aigus régis par une poussée antibétique alors que, peu de kilomètres au N, le Burdigalien du Cerro el Castellar est transgressif sur le prolongement de ces plis, tout en étant lui-même déformé".

Nous verrons que ces observations, effectuées en deux points de l'unité de la Sierra de Ponce distants de 10 km environ, ne doivent pas être retenues pour tirer une telle conclusion. Aquitanien et Burdigalien, lorsqu'ils sont en présence sur la même coupe, sont séparés par une discordance peu importante. Le premier terme nummulitique post-nappe de la partie interne du Subbétique est daté de l'Auversien et non du Burdigalien.

Entre le Subbétique et le Bétique de Malaga se développe la zone du Rio de Pliego que P. Fallot considèrerait comme comblée de terrains néogènes voilant les relations entre zones internes et zones externes.

P. Fallot (1929, 1945) étudia, en détail, la Sierra de España. Outre quelques cartes géologiques schématiques, cet auteur livra de nombreuses coupes et définit les grands problèmes tectoniques posés par le Bétique de Malaga. Convaincu de l'origine méridionale de cette nappe par rapport aux Alpujarrides, il l'encapuchonnait dans la partie interne du Subbétique en invoquant des rétropoussées. La Sierra de España serait formée, du N vers le S, de la couverture frontale de la nappe de Malaga, d'une série d'unités permotriasiques malagaises ainsi que d'une base alpujarride.

## 2. LES GRANDS ENSEMBLES TECTONIQUES DE L'OUEST DE LA PROVINCE DE MURCIE

Deux transversales distinctes ont été étudiées. La première, la plus complète, celle de la Sierra de España, intéresse, du N vers le S, le Prébétique, le Subbétique, le Bétique de Malaga, dont les unités de base de la Sierra de España, et une unité alpujarride. Le problème de la limite

des zones internes et externes a été abordé dans la zone du Rio de Pliego, au N de la Sierra de Espuña.

La seconde transversale intéresse essentiellement la Sierra de Ricote ; il s'agit de Subbétique dont les relations avec les séries subbétiques septentrionales et avec les séries orientales, autochtones, ont été définies.

Les grands ensembles tectoniques correspondent, en général, aux différentes sierras.

#### A. Transversale de la Sierra de Espuña

Nous étudierons successivement :

1. Le Prébétique, formé de terrains secondaires et tertiaires, situé en avant et en dessous de la nappe subbétique. Il s'agit d'une série lacuneuse, néritique ou continentale, couverture méridionale de la Meseta ibérique. Elle forme toutes les montagnes situées au NW et au NE de Calasparra.

Vers le S, le Prébétique s.s évolue vers des faciès de type subbétique, marins mais encore très chargés de détritiques en provenance de la Meseta : ce Prébétique dit "interne" est représenté dans la Sierra de la Puerta au NE de Caravaca, dans les Llanos de la Carrasca à l'W de Calasparra et en divers points du front de la nappe subbétique.

2. Le Subbétique, vaste domaine en position externe, lié au N au Prébétique et au S au Bétique de Malaga. Cette nappe externe, largement chevauchante sur l'autochtone prébétique, comporte une sole très puissante de Trias de type germanique. Elle se divise en plusieurs grands ensembles dont la position géographique actuelle correspond à celle qu'elle occupait originellement. Ce sont :

##### a. le Subbétique externe

. l'unité la plus septentrionale est celle de los Rameles. Sa série, marine, continue du Trias à l'Eocène supérieur, présente des analogies indiscutables avec celle de la série de la Puerta par sa richesse en niveaux détritiques. Souvent totalement décollée et formée essentiellement de marnes crétacées et éocènes, cette unité affleure surtout au SE de Calasparra, au coeur du pays triasique de Cehegin.

. Au SW de l'unité de los Rameles, vient l'unité de la Loma de Solana, dont la série marine, complète, calcaire au Jurassique et uniformément marneuse du Crétacé à l'Oligocène, a été prise longtemps comme typique du Subbétique s.l. Elle forme tous les reliefs situés au S du Rio Argos et de Cehegin : Sierra de la Peña Rubia, Loma de Solana, Sierra de Quipar.

. l'unité de la Sierrecica de las Cabras, essentiellement jurassique et formée d'un ensemble complexe d'écaillés. Elle constitue la partie haute de la vallée de Burete (Peña del Viento) et la Sierrecica de las Cabras.

. Limitant au S le Subbétique externe, vient l'unité de Burete. Sa série jurassique est identique à celle des précédentes unités. Le Crétacé et l'Eocène, par contre, sont réduits et traduisent une émergence progressive du bassin crétacé et éocène du Subbétique externe. Cette unité forme la partie nord occidentale de la vaste Sierra de Burete.

#### b. le Subbétique médian

Au S du Subbétique externe, vient un domaine de transition, entre le Subbétique externe et le Subbétique interne, où la sédimentation est uniformément pélagique : calcaire au Jurassique et marneuse au Crétacé. Elle constitue la majeure partie de la Sierra de Burete (Unité du Charco).

#### c. Le Subbétique interne

Séparé du Subbétique médian par la zone-faillée et triasique de Garobera, vient le vaste domaine du Subbétique interne. Ce domaine est représenté dans l'unité de la Sierra de Ponce. Au NW ce sont les Sierras de Ceperos, LaVia, Aceniche. Au SE, ce sont les Sierras de Ponce, Selva, Cambrón.

Le Jurassique, dès le Toarcién, y est marneux. Le Crétacé est marneux également.



La partie interne de l'unité de la Sierra de Ponce, face à la "zone-limite" du Rio de Pliego, est recouverte, en transgression, par une série post-orogénique débutant à l'Auversien.

### 3. La "zone-limite" du Rio de Pliego

Entre le Subbétique de la Sierra de Ponce et le Bétique de Malaga de la Sierra de Espuña, s'ouvre une dépression marneuse large de 1 à 7 km où coule le Rio de Pliego. Il s'agit d'un vaste synclinal de terrains post-nappe dont les termes de base, auversiens, sont transgressifs au N sur le Subbétique et au S sur des imbrications malagaises.

Au coeur de la "zone-limite", pointent les reliefs de l'unité du Calvillo : Loma de Palomeque et Calvillo.

### 4. Le Bétique de la Sierra de Espuña

La Sierra de Espuña est un vaste massif de 200 km<sup>2</sup> formé, du N vers le S, par plusieurs unités séparées par des contacts anormaux plongeant généralement vers le N ; ce sont :

. trois imbrications malagaises à Jurassique complet, uniformément calcaire, à Crétacé réduit et à Eocène néritique ou continental.

Ces trois unités du Morron de Totana, de Prat Mayor et de Perona forment les plus hauts reliefs de la Sierra : Morron de Totana, Morron de Alhama, Prado Chico, Perona ;

. Le Permo-Trias malagais (de type germanique), formant une ligne de crêtes située au S des reliefs jurassiques ;

. une série d'unités à matériel permo-triasique (unités du Morron Largo, de la Santa et de Yechar) affleurant sur le versant méridional de la Sierra.

Au pied sud de la montagne, dans la région d'Aledo, affleure enfin l'unité alpujarride de los Molinos, à Trias de type "alpin".

## B. Transversale de la Sierra de Ricote

Le Subbétique de la Sierra de Ricote, situé entre le bassin tortonien de Mula au S et la Sierra de Lloro au N, offre des variations latérales très intéressantes du Subbétique médian (cf. unité du Charco).

De plus, sur le plan tectonique, il possède une originalité propre, car il est fortement affecté d'une part par la tectonique de rétrochevauchements, d'autre part par des mouvements tangentiels particuliers, sur sa bordure orientale.

Du N vers le S, sur la transversale de Ricote, on distingue :

1. Le Subbétique externe : il est représenté dans la Sierra del Lloro, dominant au N le Prébétique de la région de Cieza et au S la Rambla del Benito. Il s'agit d'une série à Jurassique calcaire et à Crétacé essentiellement marneux mais détritique. Elle présente aussi bien des caractères de l'unité de los Rameles que de l'unité de la Loma de Solana.

La dépression synclinale du Rio del Benito lie la Sierra de Lloro au N et celle de Ricote au S. L'ensemble est affecté de rétrochevauchements dirigés du N vers le S.

2. Le Subbétique médian : formé de deux unités distinctes (Bermeja et Garita) le Subbétique médian constitue la majeure partie de la Sierra de Ricote. Leurs séries sont intermédiaires entre celles des Subbétiques externe et interne. Au S de la Sierra, affleure l'unité de Mezquila représentant le Subbétique interne.

A l'E de la Sierra de Ricote la vaste dépression marneuse d'Ambroz offre des dispositifs tectoniques remarquables car des séries subbétiques et prébétiques chevauchent localement des séries d'origine plus méridionales.

C. Bassins récents

Au S de la Sierra de Espuña, une dépression très vaste s'étend jusqu'aux reliefs alpujarrides de la zone de Mazarron.

A l'E, s'étale la vaste dépression du bassin tortonien de Mula qui se prolonge 40 km à l'E, au delà de Fortuna.

# CHAPITRE IX

ETUDE TECTONIQUE DU PREBETIQUE S.S

C H A P I T R E IX

ETUDE TECTONIQUE DU PREBETIQUE S.S.

1. INTRODUCTION	374
2. LES MONTAGNES SITUEES AU NE DE CALASPARRA	374
3. LES MONTAGNES SITUEES AU NW DE CALASPARRA	375
4. LE PREBETIQUE AU S DU RIO DE SEGURA : LA SIERRA DEL MOLINO	
A. Introduction	376
B. Généralités sur la structure du Prébétique situé immédiatement sous le Subbétique	377
C. Le Prébétique situé immédiatement sous le Subbétique de Calasparra : Conclusions	379
5. CONCLUSIONS	380

## I. INTRODUCTION

Le Prébétique de notre secteur d'étude constitue la prolongation orientale de la zone de Moratalla. Il s'agit d'une région fondamentalement autochtone, peu ou pas affectée par la tectonique tangentielle ayant mis en place les nappes un peu plus au S. Seule la partie du Prébétique au contact du Subbétique charrié, a subi les effets mécaniques de l'arrivée des nappes (S de la Sierra del Molino).

## 2. LES MONTAGNES SITUEES AU NE DE CALASPARRA

Le Prébétique est plissé en vastes synclinaux à fond plat comblés de marnes néogènes et séparés par des anticlinaux dissymétriques, à flanc sud souvent redressé à la verticale, où affleurent les dolomies crétacées.

Au NE de Calasparra, la Sierra del Puerto (et son prolongement oriental, la Sierra del Cabeza del Asno) est un anticlinal de 15 km de long à flanc sud vertical, vraisemblablement faillé. Formée essentiellement de dolomies du Crétacé supérieur, cet anticlinal est bordé au N comme au S par d'épaisses séries de marnes blanches vindoboniennes.

A l'W de la Sierra, dans la zone de la gare de Calasparra, l'axe de la structure se relève assez brutalement puisqu'apparaissent, sous les dolomies du Crétacé supérieur, tout d'abord les couches gréseuses continentales de l'Albien et ensuite, dans le massif de las Rotas, les calcaires à Miliolites du Portlandien probable.

Le synclinal de Campana, situé entre les Sierras del Puerto au N et del Molino au S, s'ouvre vers l'E puisqu'au N de Calasparra, il ne mesure que 5 km de large alors qu'à l'E du secteur étudié, sa largeur atteint une dizaine de kilomètres.

Etant donné la présence d'une surface d'érosion recouverte d'une carapace calcaire, nous n'avons pas pu observer le contact séparant les dolomies verticalisées du flanc sud de l'anticlinal del Puerto et les marnes blanches vindoboniennes du synclinal de Campana.

Il semble que les structures anticlinales et synclinales décelables dans le Prébétique soient, en grande partie, antérieures au dépôt des marnes post-orogéniques tortoniennes. Il est très probable que les marnes tortoniennes sont venues combler un creux morphologique et tectonique préexistant.

La zone située immédiatement au N de Calasparra, à l'W de la Sierra del Puerto, ne présente pas d'intérêt tectonique puisqu'il s'agit d'une plate-forme tabulaire (Lomas Altas), très récente, installée au toit des marnes blanches vindoboniennes (marnes de Hellin).

### 3. LES MONTAGNES SITUÉES AU NW DE CALASPARRA

L'anticlinal del Puerto ne se prolonge pas dans les Sierras de los Lobos, de la Silla et de los Falcones, situées plus à l'W. Aucune ligne structurale ne se poursuit. De plus, nous avons vu que la Sierra del Puerto, essentiellement dolomitique (Crétacé supérieur), subit un relèvement important

vers l'W puisque Albien et Portlandien probable affleurent dans le massif de las Rotas, prolongation occidentale de la Sierra del Puerto. Or, encore plus à l'W, au delà des Lomas Altas, on ne trouve pas de couches plus anciennes que le Portlandien probable puisque tous les massifs sont formés ou par les dolomies du Crétacé supérieur ou par l'Eccène-Oligocène.

Nous envisagerons, plus loin, la nature de l'accident probable masqué par les marnes post-orogéniques des Lomas Altas.

Le trait dominant des montagnes situées au NW de Calasparra est, outre la dissymétrie des plis (flanc sud vertical ou renversé), la présence d'accidents effondrants, de faible rejet (une centaine de mètres au maximum). Il semble que ce soient les compartiments sud qui soient effondrés, déterminant ainsi une succession de gradins de plus en plus bas vers le S.

Au S, les massifs de los Falcones et du Collado de la Silla sont limités par des failles d'effondrement de direction générale WNW-ESE qui les séparent de l'extrémité orientale du bassin burdigalien de Moratalla (marnes blanches).

Vers le N, ces structures sont recouvertes, en discordance très nette, par les conglomérats et les marnes blanches tortoniennes, elles-mêmes suivies de dépôts lagunaires (marnes rouges à gypse, très mimétiques de celle du Keuper subbétique).

#### 4. LE PREBETIQUE AU S DU RIO DE SEGURA : LA SIERRA DEL MOLINO

##### A. Introduction

La Sierra del Molino, aux reliefs abrupts, domine le pays triasique



situé plus au s.

P. Fallot considérait que le front de chevauchement du Subbétique, à l'E de Calasparra, était caché sous les marnes vindoboniennes post-orogéniques du synclinal de Campana. Il assimilait, en effet, les reliefs dolomitiques de la Sierra del Molino aux dolomies liasiques subbétiques chevauchantes. Nous avons vu préciser qu'il s'agit, en fait, de dolomies du Crétacé supérieur prébétique s.s. Le contact anormal, au front de la nappe subbétique ne se situe donc pas au N de la Sierra del Molino mais au S. Il met au contact la masse triasique de base du Subbétique et l'Eocène moyen prébétique (fig.123 par exemple).

#### B. Généralités sur la structure du Prébétique situé immédiatement sous le Subbétique

La Sierra del Molino se présente comme un anticlinal légèrement oblique par rapport à la direction est-ouest du front du Subbétique.

L'axe anticlinal de la Sierra del Molino se prolonge à l'W de Calasparra dans la Sierra de San Miguel. Il est coupé en deux points par de profondes entailles naturelles : quelques kilomètres à l'E de Calasparra, le Rio Argos traverse en un cañon peu profond l'extrémité occidentale de la Sierra del Molino. Dans la partie médiane de la Sierra, le Rio Quipar, avant de rejoindre le Rio de Segura, coule au fond d'un cañon de plusieurs centaines de mètres de profondeur.

Le pli anticlinal de la Sierra del Molino est complexe :

- . le flanc septentrional a un pendage faible et disparaît sous les marnes blanches tortoniennes du synclinal de Campana,
- . le flanc méridional est plus complexe. Subvertical à quelques kilomètres de Calasparra (cluse du Rio Argos par exemple), en allant vers l'E, il se renverse progressivement vers le S pour se coucher au delà du Rio Quipar.

Le renversement intéresse les dolomies crétacées, leur couverture éocène et les terrains charriés.

Dans le flanc inverse de la Sierra del Molino, on observe une obliquité nette entre les couches dolomitiques du Crétacé supérieur et leur couverture éocène calcaire. Malgré sa faible épaisseur, on peut suivre, de manière régulière, la bande de calcaires éocènes W en E de Calasparra, jusqu'à l'W du Pantano de Quipar. Il faut évaluer à 20-25° l'angle que forment les couches crétacées et éocènes.

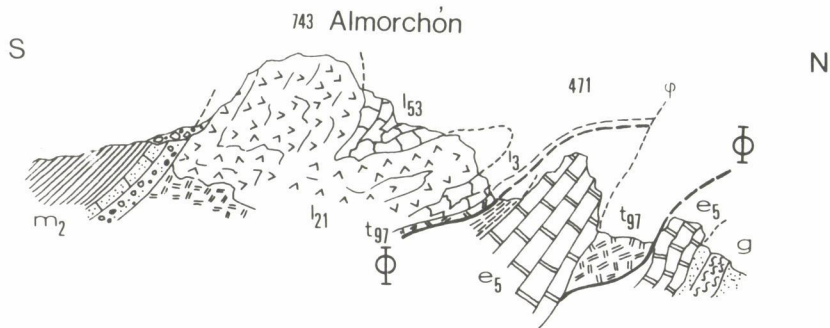
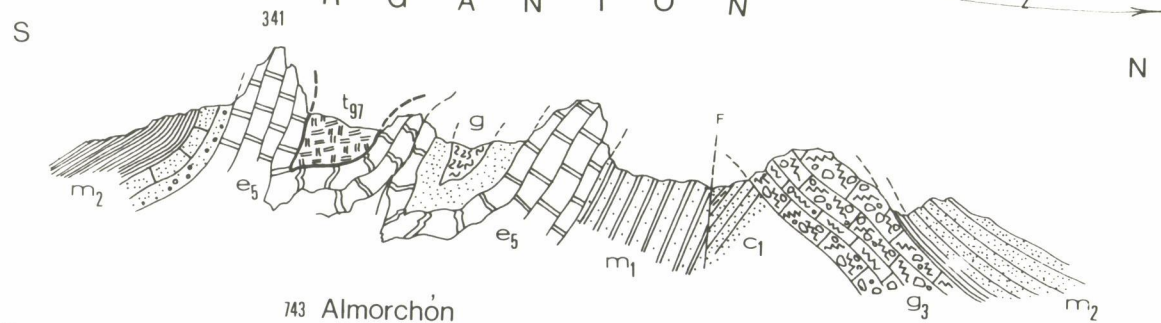
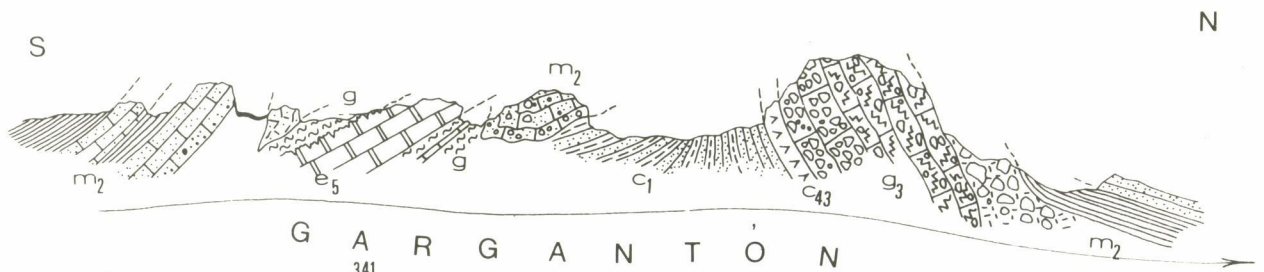
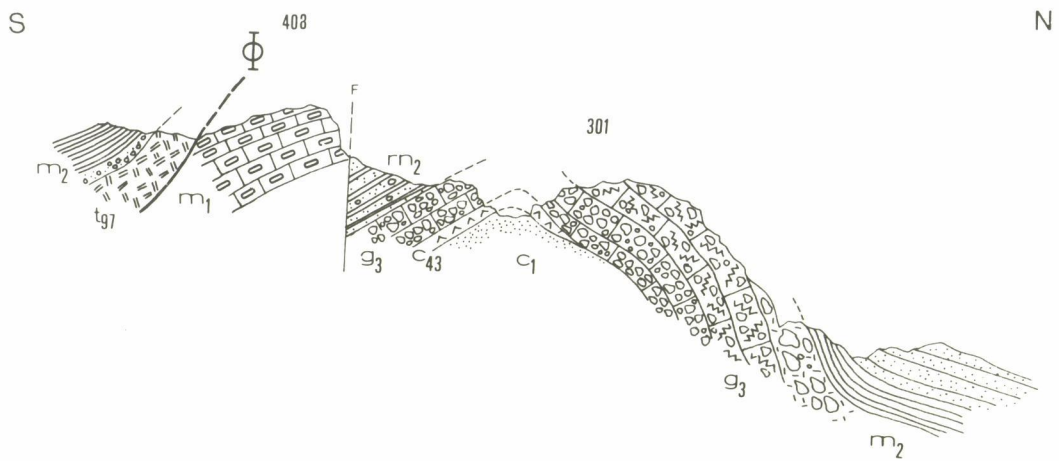
Ce phénomène est d'origine tectonique : au niveau du Barrage du Pantano de Quipar (fig. 123), on décèle nettement un accident vertical qui sépare les dolomies crétacées ( $c_{4,3}$ ) au N des calcaires éocènes ( $e_5$ ) au S.



Fig. 123 Le Prébétique au front de la nappe subbétique, au niveau du barrage du Pantano de Quipar

Nappe subbétique :  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées du Keuper ;  $C_{7,3}$  : marnes du Crétacé supérieur ;  
 Q : contact frontal du Subbétique ; F : faille; Prébétique :  $c_{4,3}$  : dolomies du Crétacé supérieur ;  $e_5$  : calcaires et marnes du Lutétien ;  $g$  : marnes rouges continentales de l'Oligocène ;  $m_1-g_3$  : calcaires molassiques et marnes blanches du Miocène inférieur ("Aquitano" "Burdigalien?")

Cet accident (F) est probablement antérieur à l'arrivée des nappes. Le compartiment surélevé est formé de dolomies. A son pied sud on retrouve des termes molassiques de l'"Aquitain" ( $m_1-g_3$ ). La nappe subbétique est venue buter contre un paléo-relief provoqué par une faille d'effondrement. Ainsi peut s'expliquer l'allure rectiligne du front de la nappe entre Calasparra et Cieza.



BUS  
LILLE

C. Le Prébétique situé immédiatement sous le Subbétique de Calasparra à Cieza.

Sur plus de 10 km, à l'E de Calasparra, le Trias basal subbétique repose sur des calcaires et des marnes peu épaisses de l'Eocène moyen prébétique.

Au front de la nappe subbétique, les séries prébétiques ont été fortement plissées et écaillées : en témoignent les coupes des figures 123 et 124.

fig. 124 Coupes sériées du Prébétique au front de la nappe subbétique dans la zone du Gargantón.

Coupe 1 : rive droite du Gargantón

Subbétique :  $t_{9.7}$  : marnes bigarrées du Keuper

∅ contact anormal de base du Subbétique

Prébétique :  $c_1$  : grès et sables albiens de faciès "Utrillas" ;  $c_{4.3}$  : dolomies du Crétacé supérieur ;  $g_3$  : molasses "aquitaniennes" ? ;

$m_1$  : calcaires à Hétérostégines du Miocène inférieur.

$m_2$  : Vindobonien post-orogénique.

Coupe 2 : coupe du ravin de Gargantón

Prébétique :  $c_1$  : grès, sables, argiles colorées de l'Albien de faciès "Utrillas" ;  $c_{4.3}$  : dolomies du Crétacé supérieur ;  $e_5$  : calcaires lutétiens ;

$g$  : argilés rouges continentales oligocènes ;  $g_3$  : molasses "aquitaniennes" ? ;

$m_2$  : Vindobonien post-orogénique.

Coupe 3 : rive gauche du Gargantón

Subbétique :  $t_{9.7}$  : marnes bigarrées à gypse ; ∅ : contact anormal de base du Subbétique ;

Prébétique :  $c_1$  : grès et sables albien de faciès "Utrillas" ;  $e_5$  : calcaires lutétiens ;  $g$  : argilés rouges continentales oligocènes ;  $g_3$  : molasses "aquitaniennes" ? ;

$m_1$  : marnes blanches et calcaires molassiques du Miocène inférieur ;  $m_2$  : Vindobonien post-orogénique.



Coupe 4 : coupe au niveau de l'Almorchón

Subbétique :  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées à gypse ;  $l_{2,1}$  : dolomies liasiques ;  
 $l_3$  : calcaires du Lias inférieur ;  $l_{5,3}$  : calcaires du Lias inférieur à  
supérieur ;  $\Phi$  : contact anormal de base du Subbétique ;

Prébétique :  $e_5$  : calcaires et marnes lutétiens ; g : argiles rouges conti-  
nentes oligocènes ;

$m_2$  : Vindobonien post-orogénique.

Un renversement tardif vers le S (lié aux mouvements rétrochevauchants affectant toute la chaîne) aurait également ces dispositifs.

## 5. CONCLUSIONS

Le Prébétique s.s., constitue l'autochtone vrai sur la transversale considérée. Ce vaste domaine, aux séries peu épaisses, néritiques ou continentales, est ployé en vaste anticlinaux et synclinaux dissymétriques. Il semble que de telles structures ne soient pas imputables à la phase tangentielle ayant mis en place la nappe subbétique plus au S. En effet, les structures sont toutes déversées vers le S et sont plutôt rattachables à la phase de rétrochevauchements ayant affecté toute la chaîne immédiatement après le charriage du Subbétique vers le N.

Un autre aspect particulier de la tectonique du Prébétique est de présenter de nombreux accidents verticaux vraisemblablement antérieurs à l'arrivée de la nappe. De telles failles verticales ont provoqué la formation d'un paléo-relief important de Calasparra à Cieza sur lequel est venue mourir la nappe subbétique. Il semble que ces accidents soient postérieurs ou synchrones au Burdigalien du bassin de Moratalla et antérieurs au début de l'Helvétien qui voit l'arrivée des nappes subbétiques dans la portion la plus externe de la chaîne.

# **CHAPITRE X**

**ETUDE TECTONIQUE DU PREBETIQUE  
MÉRIDIIONAL**

C H A P I T R E X

ETUDE TECTONIQUE DU PREBETIQUE INTERNE

1. INTRODUCTION	382
2. LE PREBETIQUE INTERNE DANS LA SIERRA DE LA PUERTA	383
3. LE PREBETIQUE INTERNE A L'W DE CALASPARRA	384
4. LE PREBETIQUE INTERNE EN FENETRE SOUS LE SUBBETIQUE	385
5. CONCLUSIONS	386

## 1. INTRODUCTION

Nous avons vu dans l'étude stratigraphique que les faciès néritiques ou continentaux peu épais du domaine prébétique s.s. évoluaient très rapidement vers le S, dans la Sierra de la Puerta, pour devenir beaucoup plus puissants, quoique toujours très néritiques. Les séries sont marines et débutent à l'Albien (premier terme visible) dans la Sierra de la Puerta (et vraisemblablement au Barrémien au pied occidental de la Sierra de Lloro) pour se terminer au Burdigalien, sans interruption notable.

La Sierra de la Puerta, important axe orographique parallèle à la route Caravaca-Calasparrá constitue la majeure partie de ce Pré-bétique interne. Un autre témoin de ce Prébétique se situe à l'W de Calasparrá, dans les Llanos de la Carrasca (fig. 125).

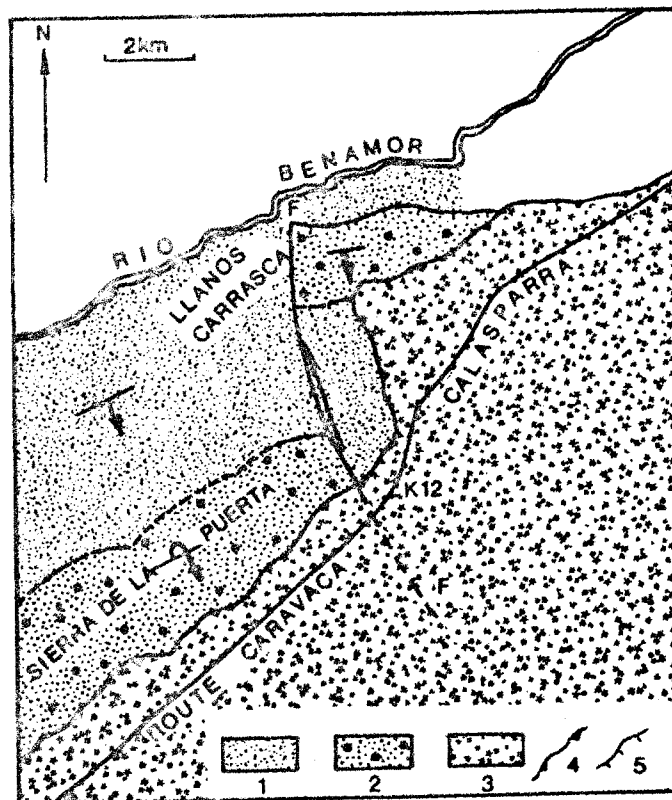


fig. 125 : position schématique du Prébétique interne et de la nappe subbétique.

1. Burdigalien marneux du bassin de Moratalla ; 2. série intermédiaire de la Puerta ; 3. nappe subbétique ; 4. contact anormal de base du Subbétique ; 5. chevauchement de l'écaille des Llanos de la Carrasca.  
FF : décrochement au sein du Prébétique interne.



calcaires paraissent cisillées et semblent reposer sur les calcaires gréseux gris et les marnes blanches burdigaliennes. Mais l'observation montre que les couches ne reposent jamais par la tranche sur le Burdigalien. Il faut en réalité chercher beaucoup plus au N la raison d'un tel arrêt des horizons calcaires.

A l'extrémité nord-orientale de la Sierra de la Puerta, passerait un décrochement qui reporterait 5 km au N (Llanos de la Carrasca), les affleurements de l'unité. Nous verrons, un peu plus loin, la forte probabilité d'un tel décrochement, en relation directe avec l'avancée de la nappe subbétique (fig. 125).

### 3. LE PREBETIQUE INTERNE A L'W DE CALASPARRA

A l'W de la Sierra de San Miguel et au S du Rio Benamor, une série normale, essentiellement crétacée, analogue à celle de la Sierra de la Puerta, affleure en position chevauchante sur des marnes blanches burdigaliennes (fig. 126). Le contact anormal, fort proche du cours du Rio Benamor, n'est jamais jalonné de Trias. C'est en ce seul point que l'on voit la série intermédiaire de la Puerta en position chevauchante.

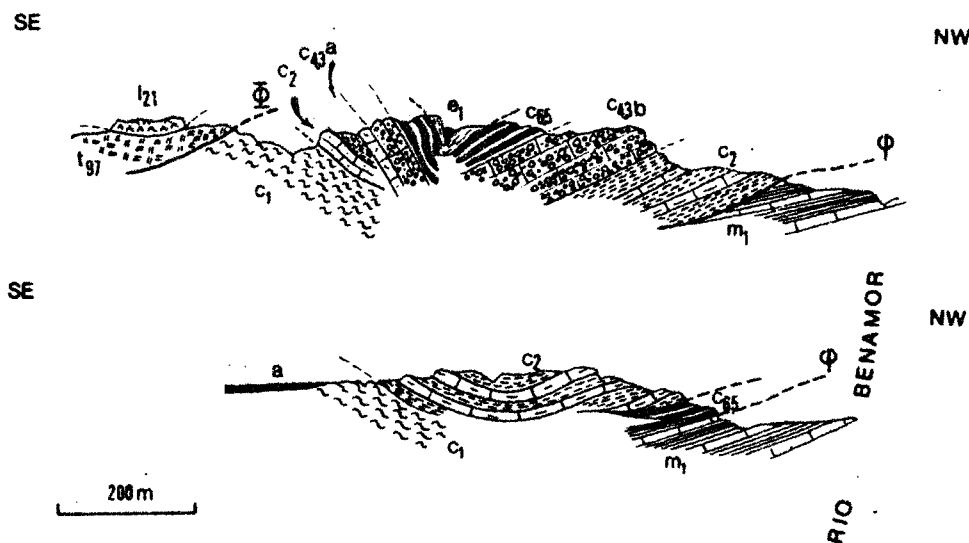


fig. 126 Coupes de la zone des Llanos de la Carrasca (W de Calasparra)

$t_{07}$  : Keuper subbétique (marnes et dolomies) ;  $c_1$  : marnes sableuses vertes albiennes ;  $c_2$  : calcaires marno-gréseux gris et marnes du Cénomaniens ;

$c_{4,3}a$  : marnes et calcaires marneux ;  $c_{4,3}b$  : conglomérats calcaires du Turonien-Sénonien inférieur ;  $c_{6,5}$  : couches rouges santonniennes ;  $e_1$  : Paléocène marno-gréseux ;  $m_1$  : marnes blanches burdigaliennes ;  $\Phi$  : contact anormal de base du Subbétique ;  $\varphi$  : contact anormal ; a : alluvions.

Un accident vertical limite à l'W la zone crétacée des Llanos de la Carrasca de la série burdigalienne du synclinal de Moratalla. Il s'agirait du même accident que celui qui interrompt le chaînon calcaire de la Sierra de la Puerta (fig. 125 -accident FF). La partie du Prébétique interne, affleurant au S du Rio Benamor, aurait été entraînée vers le N par la masse subbétique qui la surmonte directement, en coulissant le long du décrochement FF.

En résumé, la partie occidentale du Prébétique interne a été ployée et renversée lors de l'arrivée de la nappe subbétique, alors que la partie orientale a coulissé vers le N, le long d'une faille sud est-nord ouest, et a chevauché sa propre couverture burdigalienne.

#### 4. LA FENETRE DE LA RAMBLA DEL CARCAVO SOUS LE SUBBETIQUE.

Si le Prébétique interne affleure largement entre Calasparra et Caravaca, là où précisément le front de chevauchement a sa concavité tournée vers le NW, elle n'affleure pas entre Calasparra et Cieza au front de la nappe subbétique. Elle réapparaît néanmoins, à la faveur d'un anticlinal de nappe érodé, au pied de la Sierra de Lloro, dans la partie nord-orientale du secteur étudié.



fig. 127 Coupe du ravin de Ripion ou Rambla del Carcavo

$t_{0,7}$  : marnes bigarrées du Keuper et  $\delta$  : dolérite ;  $n_{6,5}c_1$  : marnes gréseuses et sables argileux du Barrémien et de l'Albo-Aptien ;  $c_1$  : niveau d'argiles rouges à lignite, faciès d'"Utrillas" ;  $c_2$  : calcaires marno-gréseux gris du Cénomaniens ;  $c_3$  : conglomérats calcaires turoniens ;  $c_4$  : calcaires marneux et marnes blanches du Sénonien inférieur ;  $c_{6,4}$  : couches marneuses rouges du Sénonien de l'unité de los Rameles ;  $\Phi$  : contact anormal de base du Subbétique ;  $\varphi$  : contact de décollement.

Au niveau du kilomètre 12,8 de la route Cieza-Mazarron, débute un ravin (Rambla del Cárcavo ou Ripion) se dirigeant vers le N pour rejoindre la grande entaille du Gargantón. En parcourant ce ravin du S vers le N (fig. 126) on quitte tout d'abord les marnes bigarrées du Keuper ( $t_{9,7}$ ) au niveau des cotes 420-460 (limite sud de la feuille au 50.000e de Cieza, au niveau de la route Cieza-Mazarron) pour parcourir leur substratum essentiellement marneux qui appartient au Prébétique interne ; au N du camino de la Murta, on recoupe le contact anormal  $\Phi$  de la base du Subbétique pour retrouver les marnes du Keuper supportant la série du Crétacé supérieur de la première unité subbétique, l'unité de los Rameles.

### 5. CONCLUSIONS

Sur la figure 128, se trouvent réunies les différentes structures tectoniques rencontrées au front de la nappe subbétique, de Cieza à Caravaca (A à D).

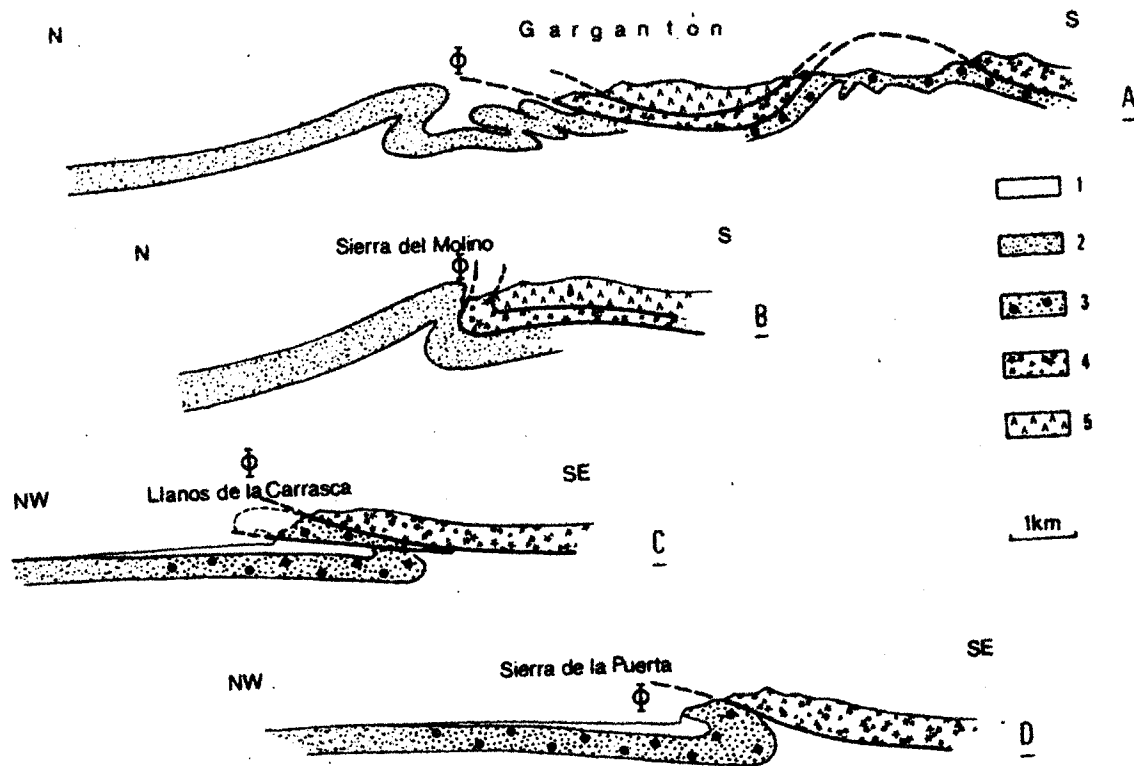


fig. 128 Structure schématique du Prébétique s.s. et du Prébétique interne de la Puerta au front de la nappe subbétique de Caravaca à Cieza.

1 : Burdigalien marneux du bassin de Moratalla ; 2 : Prébétique s.s. autochtone ;  
3 : Prébétique interne ; 4 : Trias subbétique ; 5 : Subbétique charrié.

Position des profils : report au texte.

. Transversale du Garganton (profil A)

L'autochtone prébétique est écaillé. La masse charriée subbétique en est la cause. Quelques kilomètres à l'intérieur du domaine chevauchant à la faveur d'un anticlinal de nappe, apparaît, en fenêtre, le Prébétique de la Puerta.

. Transversale de la Sierra del Molino (E de Calasparra)  
(Profil B)

Le Subbétique repose directement sur le Prébétique s.s.

Le Prébétique interne de la Puerta n'apparaît pas au contact. Le renversement vers le S est dû à des mouvements dirigés en sens inverse du déplacement de la nappe subbétique vers le N.

. Transversale des Llanos de la Carrasca (W de Calasparra)  
(Profil C)

Sous le Trias subbétique, apparaît une écaille rattachable au Prébétique interne de la Puerta : le Subbétique a poussé vers le N cette écaille qui s'est désolidarisée de l'unité de la Puerta à la faveur d'un cisaillement transversal local.

. Transversale de la Sierra de la Puerta (E de Caravaca)  
(Profil D)

La nappe subbétique a provoqué le renversement du Prébétique interne. Aucun cisaillement n'y apparaît.

En résumé, la série intermédiaire de la Puerta est autochtone et constitue l'évolution méridionale visible du domaine prébétique s.s.

# **CHAPITRE XI**

**ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DE LOS  
RAMELES**

C H A P I T R E X I

ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DE LOS RAMELES

1. HISTORIQUE ET INTRODUCTION	390
2. L'UNITE DE LOS RAMELES DANS LA ZONE DU PANTANO DE QUIPAR	391
3. L'UNITE DE LOS RAMELES A L'E DU PANTANO DE QUIPAR	393
A. La zone de la Murta	393
B. Les témoins jurassiques du front du Subbétique	394
1. témoin de la cote 484	395
2. l'Almorchon	395
4. CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE L'UNITE DE LOS RAMELES	400
5. PARTIE MERIDIONALE DE L'UNITE DE LOS RAMELES	400
A. Introduction	400
B. Zone située au NW de la Fuente Farin	401
C. Zone de la Fuente Farin	402
D. Evolution vers le SE de la zone de la Fuente Farin : le massif de los Cambrones.	403
E. L'unité de los Rameles entre le Rio Quipar et la route de Calasparra à Mula.	404
6. CONCLUSIONS A L'ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DE LOS RAMELES.	406

## 1. HISTORIQUE ET INTRODUCTION

L'unité de los Rameles qui représente la partie la plus externe du Subbétique charrié, bien qu'ignorée dans les travaux anciens, a une extension remarquable. Elle couvre, en effet, une centaine de kilomètres carrés:

1°- Au S de la Sierra del Molino, dans la zone du Pantano de Quipar et de los Rameles ;

2°- plus au S dans la zone de los Cambrones, au coeur du pays triasique s'étendant au N de la masse principale du Subbétique.

Nous avons vu que la série de l'unité de los Rameles, bien que débutant au Lias inférieur, est essentiellement formée de Crétacé et d'Eocène. Elle représente, par ses faciès mixtes, la transition entre la série intermédiaire de la Puerta (Prébétique interne) et celle, typiquement subbétique, de l'unité de la Loma de Solana.

Elle fut diversement interprétée. E. Dupuy de Lôme (1962) attribue les séries marneuses de la zone du Pantano de Quipar et de los Rameles à l'autochtone.

P. Fallot (1945) émet une opinion beaucoup plus nuancée. Tout en n'ayant pas reconnu l'unité de los Rameles, il avait découvert de nombreux affleurements crétacés, immédiatement au N de la zone de los Cambrones. Il souligne l'anarchie apparente des contacts séparant le Trias et les marnes crétacées (zone de la Fuente Farin) mais attribue ce Crétacé à un élément tectonique supérieur au Trias (1945, p. 167).

Le Crétacé et l'Eocène qui constitue en grande partie l'unité de los Rameles, ont une indépendance relative par rapport à leur substratum marneux triasique.

Remarque : ce fait est important. On a toujours eu l'habitude, avec P. Fallot, et à très juste titre, de lier le Trias marno-gypseux, le Secondaire et le Tertiaire du Subbétique externe. Dans notre zone d'étude, les choses sont plus complexes. Le Trias basal du Subbétique, là où il affleure largement, c'est-à-dire précidément au N de la nappe, aux alentours de l'unité de los Rameles, est le résultat de l'empilement désordonné de plusieurs séries triasiques ; de ce fait, on ne peut affirmer mais simplement supposer, dans



la partie externe de la chaîne, une continuité stratigraphique entre Trias basal et Jurassique dolomitique et calcaire.

## 2. L'UNITE DE LOS RAMELES DANS LA ZONE DU PANTANO DE QUIPAR

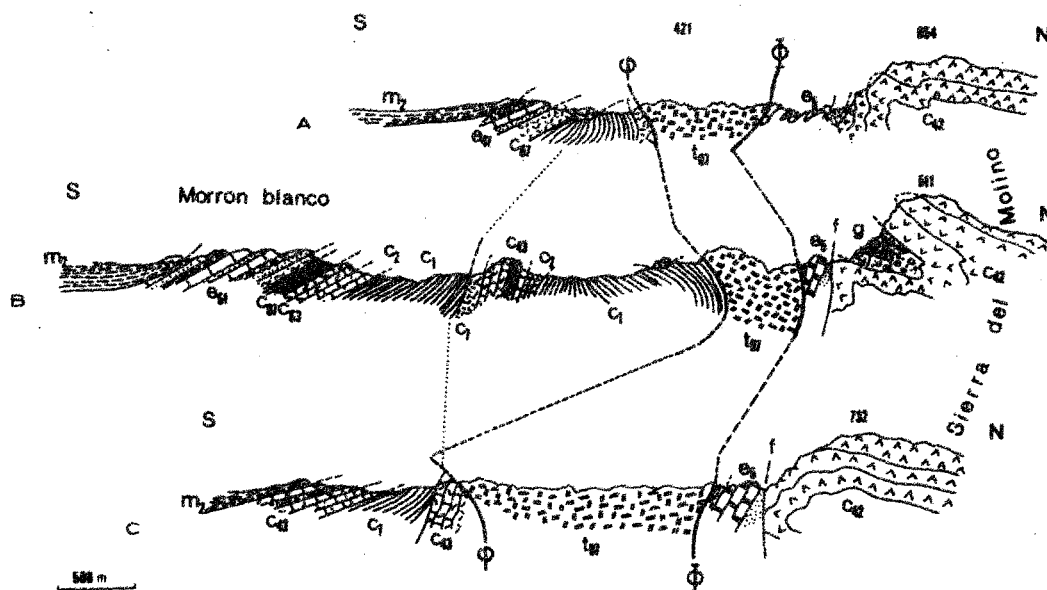


fig. 129 Coupes de l'unité de los Rameles, dans la zone du Pantano de Quipar.

Prébétique de la Sierra del Molino :  $c_{4,2}$  : dolomies sombres de la base du Crétacé supérieur ;  $e_5$  : calcaires, marnes et grès de l'Eocène moyen ;  $g$  : molasses calcaires de l'"Aquitainien".

Trias de base du Subbétique :  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées à gypse du keuper.

Unité de los Rameles :  $c_1$  : marnes gris-bleu gréseuses de l'Albien ;  $c_2$  : calcaires marno-gréseux gris cénomaniens ;  $c_{4,3}$  : calcaires et conglomérats du Turonien et du Sénomien inférieur ;  $c_{6,3}$  : calcaires marneux et marnes blanches du Turonien et du Sénomien ;  $c_{8,7}$  : marnes blanches du Maestrichtien-

Danien ;  $e_{4,1}$  : calcaires, marnes et grès de l'Eocène inférieur et du Paléocène ;  $e_{5,1}$  : calcaires, marnes et grès de l'Eocène moyen et inférieur et du Paléocène.

$m_2$  : marnes gréseuses blanches tortoniennes ;  $\phi$  : contact anormal de base du Subbétique ;  $\phi$  contact de décollement ; f : faille verticale.

Au S de la Sierra del Molino (Prébétique s.s.), s'étend un vaste pays triasique avec, au coeur, une zone essentiellement crétacée. En plan, cette zone (du Pantano de Quipar) paraît être une magnifique demi-fenêtre limitée au N par un contact anormal faisant reposer les marnes triasiques sur la série crétacée et au S par la transgression vindobonienne. Avant même de déterminer l'existence ou l'absence de fenêtre tectonique, il faut constater qu'au niveau du barrage d'Alphonse XIII, on observe du N vers le S (fig. 129)

1. la série prébétique autochtone crétacée, essentiellement dolomitique ;
2. en position verticale, une bande de Trias de 500 m de large au maximum ;
3. la série marneuse très épaisse crétacée du Pantano de Quipar.

En faisant des marnes crétacées (3) un autochtone, il faudrait qu'en 500 m une série marneuse, purement marine, épaisse et complète, passe à une série (1) de faible profondeur (dolomies du Crétacé supérieur) et continentale (Crétacé à faciès Utrillas). Un tel passage si rapide et à divers niveaux, est inconcevable.

On peut aisément constater (fig.129) que toute la zone frontale du Subbétique et le Prébétique au contact sont renversés. La Sierra del Molino est, en effet, un anticlinal est-ouest à flanc sud déversé. Le contact anormal séparant l'allochtone de l'autochtone est lui aussi vertical ou renversé. Un peu plus au S, le contact séparant les marnes crétacées du Pantano de Quipar du Trias, est totalement renversé et peut atteindre un pendage 30° N. Cette accentuation du renversement vers le S est lié à des mouvements secondaires du matériel salifère .

La zone crétacée et éocène du Pantano de Quipar était primitivement en position tectonique supérieure, sur le Trias basal subbétique. Il s'agit d'un témoin avancé de l'unité de los Rameles.

### 3. L'UNITE DE LOS RAMELES A L'E DU PANTANO DE QUIPAR

A l'E du Pantano de Quipar, entre l'autochtone prébétique et les marnes vindoboniennes transgressives, s'étend une zone extraordinairement complexe sur le plan tectonique.

On observe tout d'abord un pays triasique aux reliefs tourmentés où, au sein de marnes à gypse, pointent de petits îlots de dolérite noire et de dolomies minéralisées. Apparaît ensuite, à la limite orientale de notre secteur, le massif dolomitico-calcaire de l'Almorchón. A l'E vient, enfin, une zone essentiellement marneuse, la Murta, profondément entamée par l'érosion. C'est le bassin du Barranco de la Murta qui, vers le N, au niveau du Prébétique, devient le Gargantón (ou Grande gorge).

#### A. La zone de la Murta (Salinas)

Les marnes bigarrées à gypse y sont infiniment mêlées dans un grand désordre tectonique, à des marnes crétacées de l'unité de los Rameles.

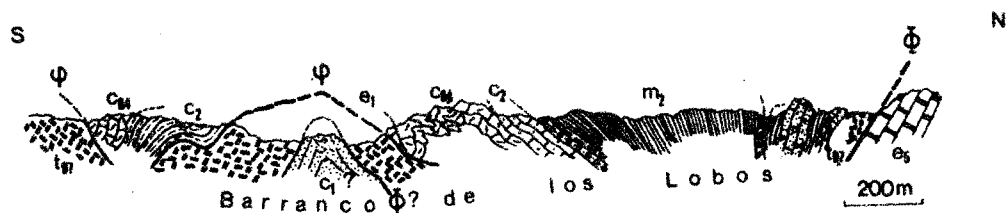


fig. 130 Coupe du Barranco de los Lobos.

Série de la Puerta ? :  $c_1$  : sables et grès albiens ?

Prébétique s.s. :  $e_5$  : calcaires à Algues et Nummulites lutétiens.

Trias de base du Subbétique :  $t_{9.7}$  : marnes bigarrées du Keuper

Unité de Los Rameles :  $c_2$  : calcaires marno-gréseux gris cénomaniens ;  
 $c_{6.4}$  : calcaires marneux et marnes sénoniens ;  $e_1$  : calcaires paléocènes.

$m_2$  : marnes gréseuses grises et calcaires marno-gréseux gris tortoniens post-orogéniques.

$\phi$  : contact anormal de base du Subbétique ;  $\phi$  : contact anormal de décollement.

La coupe de la fig. 130 montre les superpositions observées dans un grand ravin nord-sud : le barranco de los Lobos.

Elle rend compte :

- 1°) de la superposition de la masse triasique ( $t_{9.7}$ ) sur des calcaires éocènes prébétiques ( $e_5$ ) au N ;
- 2°) de l'intense tectonisation de l'unité marneuse, superposée au Trias. Il faut, en effet, parcourir tous les ravins adjacents pour être convaincu de la superposition du Crétacé sur le Trias ;
- 3°) de la présence probable, en fenêtre, sous le Trias subbétique, de Crétacé inférieur ( $c_1$ ) gréseux attribuable au Prébétique interne ;
- 4°) de la présence, au sein du Subbétique, d'un bassin de Miocène post-orogénique ( $m_2$ ) (tortonien) et plissé en synclinal à fond plat et à bords redressés.

L'intense tectonisation de ces séries est localisée dans cette zone frontale du Subbétique. Elle <sup>est</sup> peut être liée au fait que la nappe a été arrêtée dans son avancée par un relief préexistant, prébétique, situé 2 km au N.

#### B. Les témoins jurassiques au front du Subbétique

Dans la zone de la Murta, existent deux témoins charriés, d'une inégale

importance, formés de terrains jurassiques. L'un est célèbre puisque P.Fallot (1944) l'a pris comme exemple de pli raboté en sifflet par sa base. Il s'agit de l'Almorchón. L'autre, beaucoup moins étendu, se situe sur la rive droite du Barranco de los Lobos, au niveau de la cote 484.

### 1. Témoin de la cote 484

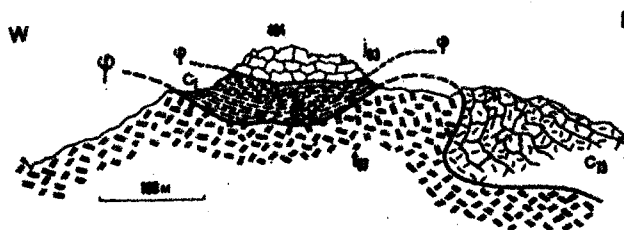


fig. 131 : la klippe de la cote 484 dans la zone de la Murta : ravin du Gargantón.

$t_{9,7}$  : Trias subbétique ;  $c_1$  : marnes vertes albiennes ;  $c_{7,3}$  : calcaires marneux et marnes du Crétacé supérieur ;  $j_{8,3}$  : calcaires compacts gris du Malm.

Sur la rive droite du Barranco de los Lobos, un petit affleurement tabulaire (fig. 131) montre des calcaires compacts gris à Saccocomidae du Kiméridgien ( $j_8$ ) sur une lame de marnes vertes du Crétacé inférieur de l'unité de los Rameles ( $c_1$ ). A l'E, viennent, directement sur le Trias de base ( $t_{9,7}$ ), des marnes à Rosalines du Crétacé supérieur.

Ce Jurassique ( $j_8$ ) est donc en position chevauchante. L'absence de Trias à sa base permet de le rattacher à son substratum marneux crétacé.

Sa position actuelle serait due à un écaillage au sein de la série de l'unité de los Rameles.

### 2. L'Almorchón

L'Almorchón est un remarquable petit massif de 1 km<sup>2</sup> de superficie,

situé à quelques centaines de mètres au S du chevauchement du front du Subbétique sur le Prébétique. Remarquable, il l'est à plusieurs titres.

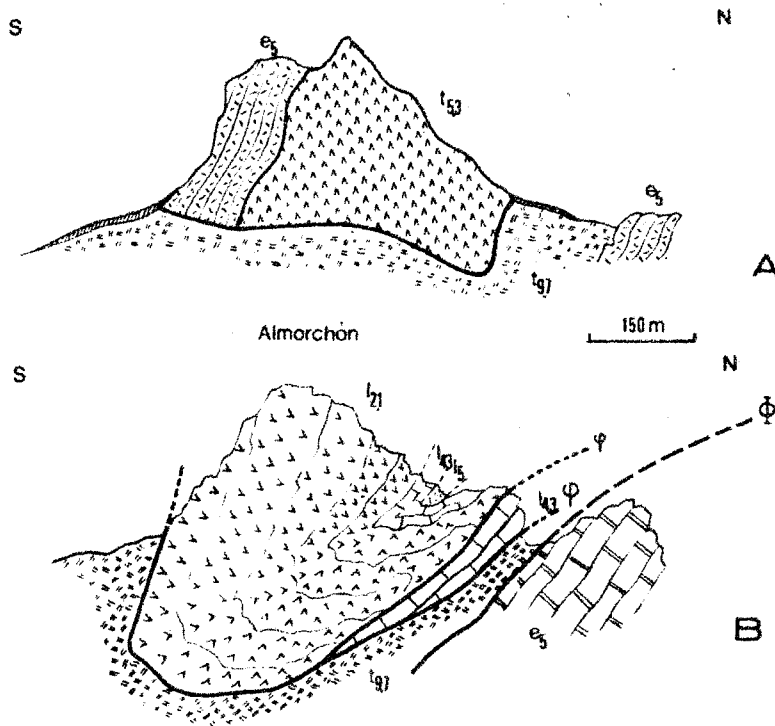


fig. 132 Structure de l'Almorchón.

A. Schéma de P. Fallot (1944)

B. Structure observée.

Remarque : ces deux coupes n'ont pas la même morphologie. Nous n'avons pas, en effet, retrouvé celle dessinée par P. Fallot.

Sur le plan morphologique, ce rocher d'un kilomètre et demi de long sur 750 m de large domine, de plus de 300 m, les abords immédiats. Sur le plan tectonique, P. Fallot (1944, p.23) pensait que l'Almorchón était formé de dolomies verticales, auxquelles étaient associés des calcaires lutétiens, formant un pli raboté en sifflet par sa base (A fig. 132). Cette interprétation et d'autres observations faites dans notre secteur d'étude amenèrent P. Fallot à définir les termes de pli en sifflet et de rabotage basal.

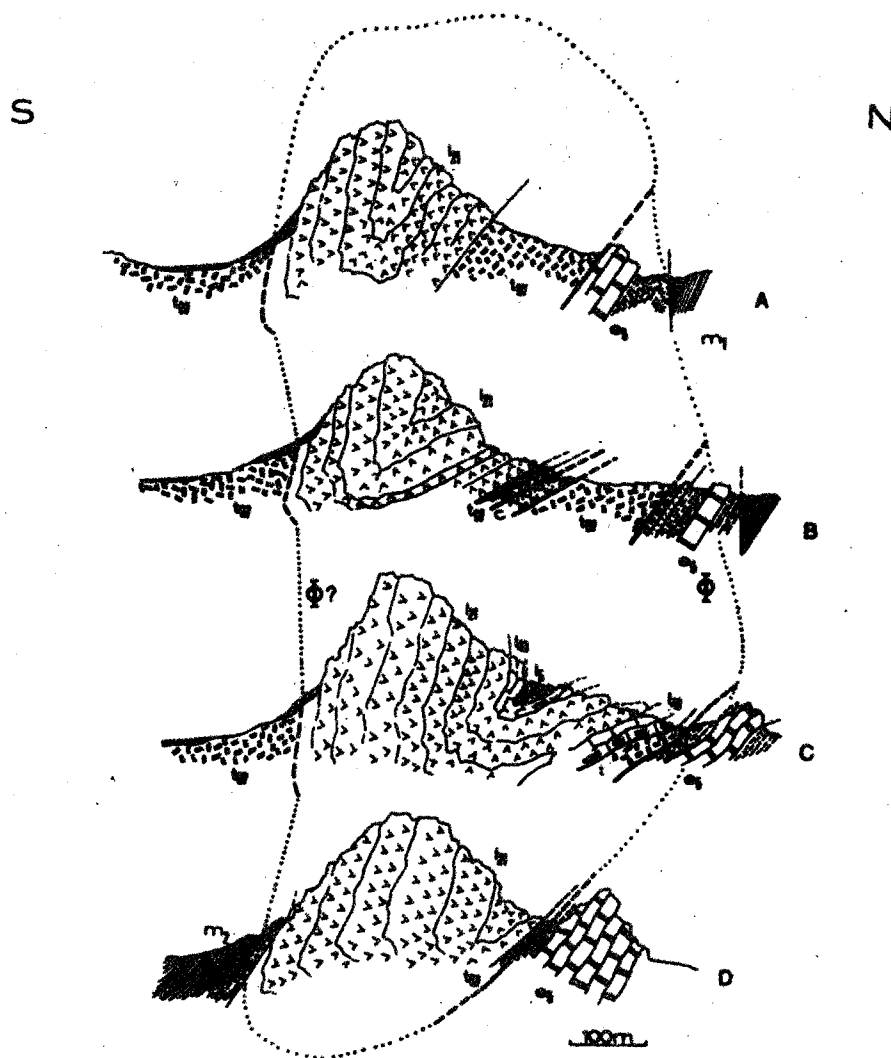


fig. 133 Coupes sériees dans le massif de l'Almorchón

Prébétique :  $e_5$  : calcaires lutétiens ;  $m_1$  : marnes blanches burdigaliennes ;  
Subbétique :  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies grises infra-  
liasiques et du Lias inférieur ;  $l_{4,3}$  : calcaires liasiques ;  $l_5$  : calcaires  
noduleux rouges toarciens ;  $c$  : marnés vertes très tectonisées de l'Albien ;  
 $m_2$  : marnes grises et conglomérats tortoniens post-orogéniques.  
⊕ : contact anormal de base de la nappe subbétique  
F : faille verticale.

En étudiant en détail la structure tectonique de l'Almorchón, il résulte que (B fig. 133) :

1  - les dolomies verticales ne reposent pas, par la tranche, sur les marnes bigarrées du Keuper ;

2° - les calcaires lutétiens ne sont pas associés aux dolomies mais appartiennent uniquement à l'Autochtone chevauché ;

3° - l'Almorchon est formé d'une série jurassique assez complète, ployée en un vaste synclinal relayé vers le N par un anticlinal à flanc nord couché.

La pente du contact  $\phi$  séparant les dolomies liasiques des marnes du Keuper est pratiquement parallèle à la stratification. Aucune ablation basale, aucun rabotage ne peuvent donc être mis en évidence de manière certaine.

Afin d'éclaircir la structure de ce dispositif tectonique, nous étudierons une série de coupes nord-sud dans l'Almorchon (fig. 136).

#### . Partie occidentale de l'Almorchon (coupe A)

Les dolomies grises massives ( $l_{2,1}$ ) sont verticalisées. Le contact dolomies ( $l_{2,1}$ ) sur marnes du Keuper ( $t_{9,7}$ ) est voilé au S par une surface d'éboulis. Néanmoins, d'après la morphologie, il semble qu'il soit vertical. Au N par contre, le contact est visible. Sous les dolomies ( $l_{2,1}$ ) vient une masse de marnes à gypse du Keuper ( $t_{9,7}$ ) chevauchant la série éocène ( $e_5$ ) prébéétique.

#### . Coupe B à quelques centaines de mètres à l'E de la précédente

Le contact méridional est toujours caché par des éboulis. Au N par contre, la nature du contact est plus complexe. Du N vers le S, et de bas en haut, on distingue :

- $e_5$ . la série calcaire et marneuse de l'Eocène prébéétique ;
- $t_{9,7}$ . une première masse de marnes à gypse du Keuper en position chevauchante
- $C_{4,1}$ . une lame de marnes vertes du Crétacé inférieur ;
- $t_{9,7}$ . quelques mètres de marnes à gypse et d'ophite très altérée du Keuper ;
- $l_{2,1}$ . une masse importante de dolomies grises à nette stratification de l'Infralias.

Les dolomies liasiques de l'Almorchon chevauchent donc l'autochtone prébéétique par l'intermédiaire d'une sole triasique. Au sein des marnes du Keuper, on note la présence d'une lame marneuse crétacée.

Ce dispositif est à mettre en parallèle avec celui observé dans le



petit témoin de la rive droite du Barranco de los Lobos (fig. 131).

On peut admettre que cette lame crétacée représente une partie de la couverture crétacée de l'Almorchón, décollée précocement vers le N et chevauchée par la suite par la masse rigide jurassique.

. Partie orientale de l'Almorchón (coupe C et D)

. La coupe C rend bien compte de la structure de ce massif. Il est intensément plissé et présente très vraisemblablement de nombreux accidents internes qui ont réduit considérablement l'épaisseur de certains de ses termes.

Au N, on décèle toujours le chevauchement  $\Phi$  du Subbétique sur le Prébétique.

. La coupe D fort proche de la précédente montre aussi les calcaires éocènes du Prébétique ( $e_5$ ) chevauchés par les dolomies de l'Almorchón et non en transgression sur celles-ci comme l'indiquait P. Fallot. Au S, des calcaires molassiques et marnes gréseuses vindobaniennes post-orogéniques reposent en transgression sur les dolomies.

Nous avons représenté sur la figure 132 l'interprétation de P. Fallot (A) et celle à laquelle nous sommes parvenus (B). Il apparaît que :

1. les dolomies de l'Almorchón ne sont pas du Trias moyen mais forment la base d'une série jurassique représentée par l'Infralias, le Lias inférieur, moyen et supérieur ;
2. les calcaires lutétiens ne sont pas transgressifs sur les dolomies mais sont situés sous elles, ainsi que sous le Trias ;
3. les couches ne reposent pas par la tranche sur le Trias supérieur. L'Almorchón est ployé en synclinal de nappe, à bord sud redressé.

#### 4. CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE L'UNITE DE LOS RAMELES

La partie nord de l'unité de los Rameles repose sur le Trias subbétique basal qui chevauche le Prébétique. Il s'agit essentiellement d'une couverture crétacée et éocène décollée et écaillée.

Dans la zone frontale, l'on observe de nombreux replis et écaillages locaux. Un élément jurassique important, l'Almorchón, paraît avoir effectué un déplacement important jusqu'au front de la nappe. Malgré le peu de faits d'observations probants, nous pensons que cet élément représente le Jurassique de l'unité de los Rameles ayant chevauché vers le N sa couverture crétacée et éocène préalablement décollée.

#### 5. PARTIE MERIDIONALE DE L'UNITE DE LOS RAMELES

##### A. Introduction

La partie septentrionale de l'unité de los Rameles, représentée essentiellement par des termes crétacées et éocènes, est limitée au S, nous l'avons vu, par la transgression vindobonienne. Les marnes post-nappe sont ployées en un vaste cynclinal à fond plat.

Au S de la zone de la Fuente Farin, s'étend un vaste pays composite, de pénétration difficile, situé entre le Rio Argos, à l'W et la route de Mula à Cieza à l'E.

On peut mettre en évidence, au sein de ce pays triasique, des éléments jurassiques, crétacés et éocènes rattachables à l'unité de los Rameles définie plus au N. Ils affleurent dans la Sierra de los Cambrones et dans les régions del Bayo, de la Zambrana et del Cagitan. P. Fallot a parcouru la zone de la Fuente Farin dominée par la masse triasique méridionale où affleurent des marnes albiennes. Les contacts sont très difficiles à interpréter.

La partie méridionale de l'unité de los Rameles et le pays triasique citrabétique, sont, en effet, limités au N par une flexure brutale, de direction est-ouest et de regard nord, accompagnée d'accidents effondrants satellites venant troubler les superpositions anormales.

#### B. Zone située au NW de la Fuente Farin

Relations avec la partie septentrionale de l'unité de los Rameles

Entre le Bassin du Cagitan à l'E et la zone de la Fuente Farin s'étend une région, aux reliefs peu accusés, essentiellement marneuse. Le Rio Quipar la parcourt de la Mine del Gilico au S jusqu'à la butte de los Rameles.

La série essentiellement crétacée est très limitée. On peut déduire des levers de terrain la superposition de n'importe quel terme du Crétacé sur le Trias marno-gypseux et, au sein de la masse charriée, d'importants écaillages faisant chevaucher par exemple le Crétacé inférieur sur l'Eocène.

### C. Zone de la Fuente Farin

Afin de définir les relations entre les différents termes crétaqués et triasiques de la zone de la Fuente Farin, nous effectuerons une coupe nord-sud, immédiatement au S du Cortijo de la Fuente Farin ( $x = 1^{\circ}59'50''$   $y = 38^{\circ}09'50''$ ) (fig. 134)

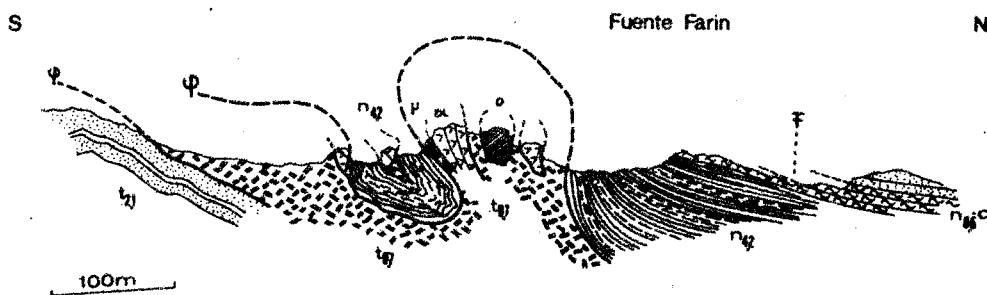


fig. 134 L'unité de los Rameles au niveau du Cortijo de la Fuente Farin

Trias de base subbétique :  $t_{2,1}$  : marnes gréseuses et grès colorés du Trias inférieur ;  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées du Keuper contenant D : dolérite et DL dolomies grisés bréchoïdes avec une mylonite dolomitique à la base ( $\mu$ ).

Unité de los Rameles :  $n_{4,2}$  : marnes et marno-calcaires gris-vert néocomiens (Valanginien-Hauterivien) ;  $n_{6,5,1}$  : marnes gréseuses et grès roux à Ammonites pyriteuses de l'Albo-Aptien ; F : gîte fossilifère de la Fuente Farin.

L'unité de los Rameles est représentée par sa série crétaquée. Elle repose sur le Trias marno-gypseux ( $\phi$ ). Au droit du Cortijo de la Fuente Farin, le contact est redressé à la verticale. Ce mouvement semble généralisé le long d'un axe est-ouest limitant au N la partie méridionale de l'unité de los Rameles. Au niveau de cette flexure, des mouvements diapiriques, liés au Trias marno-gypseux, ont contribué à compliquer la disposition des couches.

La superposition est néanmoins claire : sur une masse triasique, affectée de contacts disharmoniques importants (le Muschelkalk a été complètement laminé puisque les marnes à gypse du Keuper reposent directement sur le Trias inférieur), repose la série crétaquée de l'unité de los Rameles.

D. Evolution vers le SE de la zone de la Fuente Farin : la zone du massif de los Cambrones

Au S de la flexure de la Fuente Farin s'étend le vaste pays triasique de Cehegin couvrant environ 200 km<sup>2</sup>. A la faveur d'un synclinal de nappe d'axe nord-sud, ont été préservés de l'érosion les termes supérieurs au Trias, témoins que nous rattachons à l'unité de los Rameles. Latéralement, ces éléments jurassiques et crétacés se relient à l'W à la zone crétacée de la Fuente Farin et à l'E à la zone del Molino de los Panes.

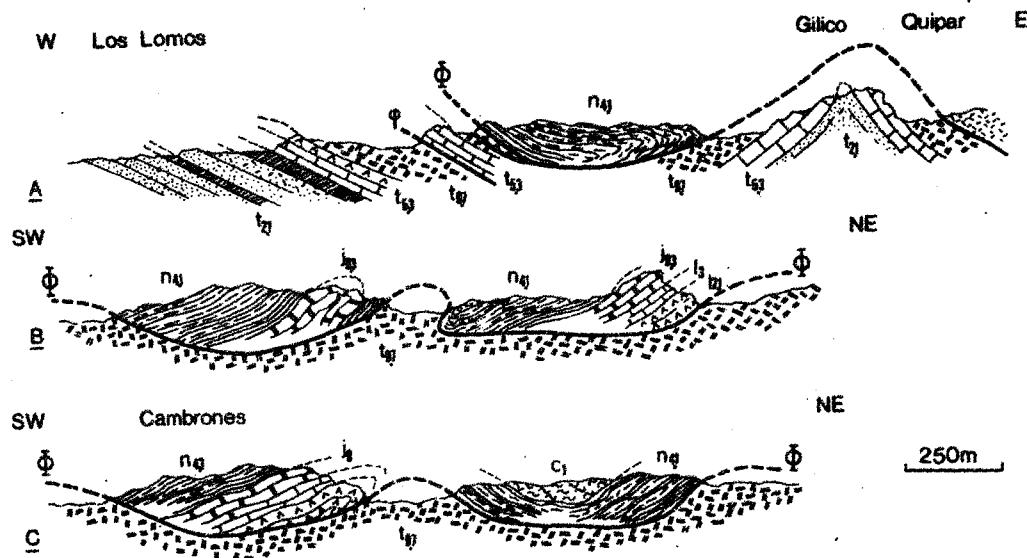


fig. 135 Coupes sériees dans le massif de los Cambrones : partie médiane de l'unité de los Rameles.

Trias de base subbétique :  $t_{2,1}$  : marnes gréseuses et grès colorés du Trias inférieur ;  $t_{5,3}$  : dolomies et calcaires sombres du Muschelkalk ;  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées du Réuper ;

Unité de los Rameles :  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_3$  : calcaires liasiques ;  $j_{9,3}$  : calcaires du Malm ;  $j_9$  : calcaires noduleux rouges du Tithonique ;  $n_{4,1}$  : marnes et marno-calcaires du Néocomien ;  $c_1$  : marnes vertes albiennes.

La structure d'ensemble du massif de los Cambrones est simple (fig.135)

Jurassique et Crétacé reposent uniformément sur des marnes à gypse du Keuper, dans un synclinal de nappe limité à l'W par l'anticlinal de los Lobos et à l'E par celui des Mines du Gilico.

C'est dans cette zone que l'unité de los Rameles possède du Jurassique. La série est considérablement étirée et cisailée à la base. 2 km au N du sommet de los Cambrones, apparaît, sous le Crétacé inférieur marneux et sur les marnes du Trias, un petit massif où une grande partie des niveaux jurassiques ont été mis en évidence.

Le massif de los Cambrones est une série monoclinale à pendage sud, cisailée à la base puisque du Nord vers le Sud ce sont successivement les dolomies liasiques, les calcaires jurassiques, les marnes du Néocomien, les marnes albiennes qui reposent directement sur le Trias.

La zone de los Cambrones rend compte de :

- 1° - la superposition de l'unité de los Rameles sur le Trias basal
- 2° - l'intense dislocation tectonique de ses termes : la couverture marneuse crétacée est très souvent décollée de son substratum jurassique rigide.

#### E. L'Unité de los Rameles, entre le Rio Quipar et la route de Calasparra à Mula.

L'anticlinal nord-sud des Mines du Gilico relaie vers l'E le synclinal de nappe de Cambrones. Le Rio Quipar a installé son cours dans les marnes bigarrées du Keuper du flanc oriental de cet anticlinal. Au-delà et à l'E du Rio Quipar s'étend une région marneuse crétacée et éocène.

Cette série rattachable à l'unité de los Rameles flotte sur le Trias.

### 1. Contact occidental

Le contact de la série crétacée et éocène avec le Trias, à l'E du Rio Quipar, a une direction générale nord-ouest-sud-est. Il est nettement visible depuis la Casa de la Florida, sur le Rio Quipar au NW, jusque dans la zone de las Terreras au SE, soit sur plus de 7 km. Ce sont essentiellement les marnes et les calcaires éocènes qui reposent sur les marnes bigarrées du Trias. Vers le SE, la nature du contact est plus douteuse. Au niveau du Barranco de los Postes del Nevado, non loin de la route de la Copa à Calasparra, sont juxtaposées des marnes bigarrées du Keuper et des marnes vertes conglomératiques de l'Eocène inférieur. Il est difficile en ce point de préciser leurs rapports <sup>de</sup> superposition.

Plus au SE, dans la zone de las Terreras, un Miocène post-orogénique redressé vient recouvrir les termes charriés. Nous étudierons ce contact plus loin.

### 2. Contact oriental

L'unité de los Rameles est uniformément recouverte à l'E par les termes transgressifs helvétiques-tortonniens du bassin del Cagitan. Dans la zone de los Porrones, de profondes entailles d'érosion permettent l'observation des terrains charriés sous le Post-orogénique. La série crétacée et éocène est en position renversée. Vers l'E, une surface encroûtée de quelques mètres d'épaisseur représente la base de la surface d'érosion miocène.

## 6. CONCLUSIONS A L'ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DE LOS RAMELES

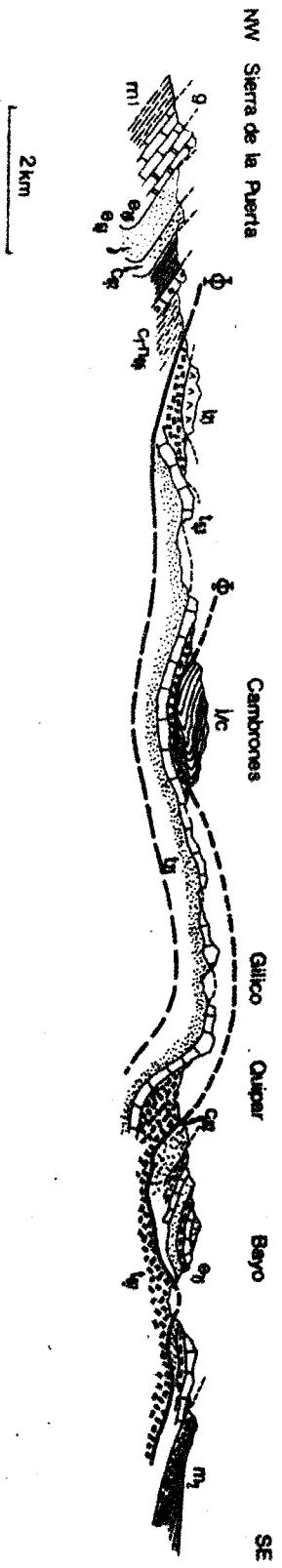
L'unité de los Rameles représente donc le Subbétique charrié le plus septentrional, sur la transversale de la Sierra de Espuña. Sur le plan paléogéographique, cette unité constitue l'évolution méridionale des séries prébétiques marines de la série intermédiaire de la Puerta. Elle est essentiellement marneuse, décollée à la base du Crétacé. Une seconde surface de décollement se situe à la base de l'éocène. Les différents termes marneux, crétacés et éocènes reposent, la plupart du temps, directement sur le Trias. Dans la partie médiane de l'unité, (zone de los Cambrones), apparaissent sous le Crétacé, des restes de Jurassique calcaire (fig. 136).

fig. 136 Coupe générale schématique de l'unité de los Rameles, du Trias subbétique et de la série intermédiaire de la Puerta autochtone.

Série de la Puerta :  $c_1$  : Albien ;  $c_{8.2}$  : Crétacé supérieur ;  
 $e_{5.1}$  : Eocène inférieur et moyen ;  $e_{7.6}$  : Eocène supérieur ; g : oligocène ;  
 $m_1$  : Burdigalien .

Unité de los Rameles :  $t_{2.1}$  : Trias inférieur ;  $t_{5.3}$  : Muschelkalk ;  $t_{9.7}$  : Keuper ; j/c : Jurassique/crétacé ;  $c_{8.2}$  : Crétacé supérieur ;  $e_{7.1}$  : Eocène complet ;  $m_2$  : Tortonien.





## **CHAPITRE XII**

**ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DE LA  
LOMA DE SOLANA**

C H A P I T R E XII

ETUDE TECTONIQUE DES UNITES DE LA LOMA DE SOLANA ET DE LA SIERRRECICA  
DE LAS CABRAS

1. INTRODUCTION	408
2. LA SIERRA DE LA PENA RUBIA	408
A. Flanc nord de la Sierra de la Peña Rubia	409
B. Flanc oriental de la Sierra de la Peña Rubia	412
3. LA SIERRA DE QUIPAR	413
A. Partie septentrionale de la Sierra de Quipar	414
B. Partie médiane de la Sierra de Quipar	414
C. Partie méridionale de la Sierra de Quipar	417
1. Les reliefs situés au N de la route Cehegin-La Paca	418
2. Les reliefs situés au S de la route Cehegin-La Paca	421
3. Evolution vers l'W	422
D. Conclusions relatives à la haute vallée de Burete : Liaisons entre les unités de la Loma de Solana et de Burete	424
4. CONCLUSIONS GENERALES	425

## 1. INTRODUCTION

L'unité de la Loma de Solana s'étend largement sur la rive droite du Rio Argos. A quelques kilomètres au S du front de chevauchement du Subbétique sur la série intermédiaire de la Puerta, apparaissent les premiers reliefs jurassiques de cette unité. Il s'agit d'un vaste synclinal, orienté du SW au NE, à fond crétacé et nummulitique et à base jurassique : Sierras de la Peña Rubia au N et de Quipar au S.

La disposition synclinale des couches crétacées et nummulitiques est simple. Elle s'oppose à la complexité des reliefs périphériques. La vue de la Sierra de la Peña Rubia au soleil levant prouve l'état extrêmement disloqué des bords du synclinal.

L'unité de la Loma de Solana a fait, par deux fois (1931 et 1945) l'objet d'importantes monographies de P. Fallot. C'est pourquoi nous n'entrerons pas dans un détail qui pourrait paraître superflu.

## 2. LA SIERRA DE LA PEÑA RUBIA

Sierra de prédilection tant pour les stratigraphes que pour les tectoniciens, ce massif a retenu l'attention des premiers géologues ayant visité les Cordillères bétiques.

Dès 1896, Nicklès y fit des observations stratigraphiques. En 1902, il écrivait que la Sierra de la Peña Rubia était formée d'un vaste anticlinal

couché à flanc nord renversé et laminé, chevauchant le Trias marno-gypseux de Cehegin.

P. Fallot (1931, 1945) publia un très grand nombre de coupes montrant que, s'il existait des marnes crétacées au contact nord du Jurassique, il fallait l'attribuer à un jeu de failles et de fractures parallèles au Río Argos. Le contact anormal qui fait reposer certains témoins jurassiques, au S de la rivière, sur le Trias et le Néocomien, à l'W de Cehegin, sur les marnes du Keuper, serait, par contre, effectif et résulterait du déplacement vers le N de toute la série jurassique et crétacée, accompagné d'importantes dilacérations.

P. Fallot admet donc la présence, sous la Sierra de la Peña Rubia, d'un contact anormal, soulignant ainsi une certaine indépendance tectonique de la série secondaire par rapport au Trias de base.

#### A. Flanc nord du synclinal de la Loma de Solana

##### a. Généralités

Deux zones bien distinctes se dégagent au premier coup d'oeil sur le terrain :

. une zone nord (pied de la Peña Rubia, entre les escarpements rocheux et le Río Argos) : essentiellement marneuse, elle montre néanmoins certains pointements calcaires au niveau du Río ;

. une zone sud formant les reliefs calcaires de la Sierra de la Peña Rubia, complexe.

##### b. Nature de l'accident séparant ces deux zones

Nous avons vu que Nicklès attribuait les affleurements crétacés

s'étendant au pied nord de la Sierra à un flanc inverse d'un pli couché.

Or, l'accident, que l'on peut suivre aisément du Rio Argos jusqu'à l'extrémité orientale de la Sierra, est une faille à regard nord (F fig. 140). De plus, les marnes crétacées du pied de la montagne qui reposent parfois sur quelques mètres de calcaires du Tithonique (au niveau du Rio), sont en position normale et non renversée.

S'agit-il d'une simple faille d'effondrement ? Nous ne le pensons pas. Il y a, en effet, opposition flagrante entre la complexité tectonique que l'on observe dans la partie méridionale calcaire de la Sierra et la relative simplicité des couches marneuses crétacées situées au N de l'accident. Il pourrait s'agir d'un décrochement le long duquel se serait déplacé, vers l'E, le compartiment sud (jurassique) de la Sierra, le compartiment nord restant en place. Ces mouvements, dirigés ici localement vers l'E, c'est-à-dire obliquement mais en sens contraire des charriages généraux du Subbétique (qui sont dirigés vers le N), auraient affecté tout ce qui était au S de l'accident vertical en question.

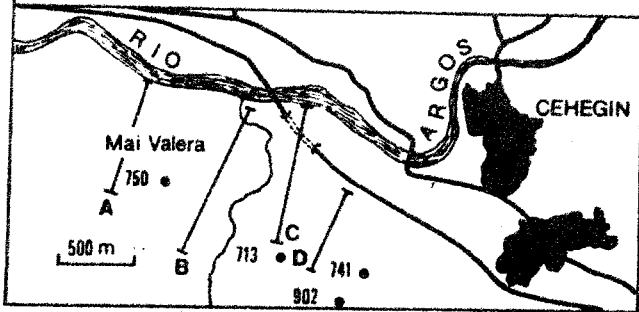
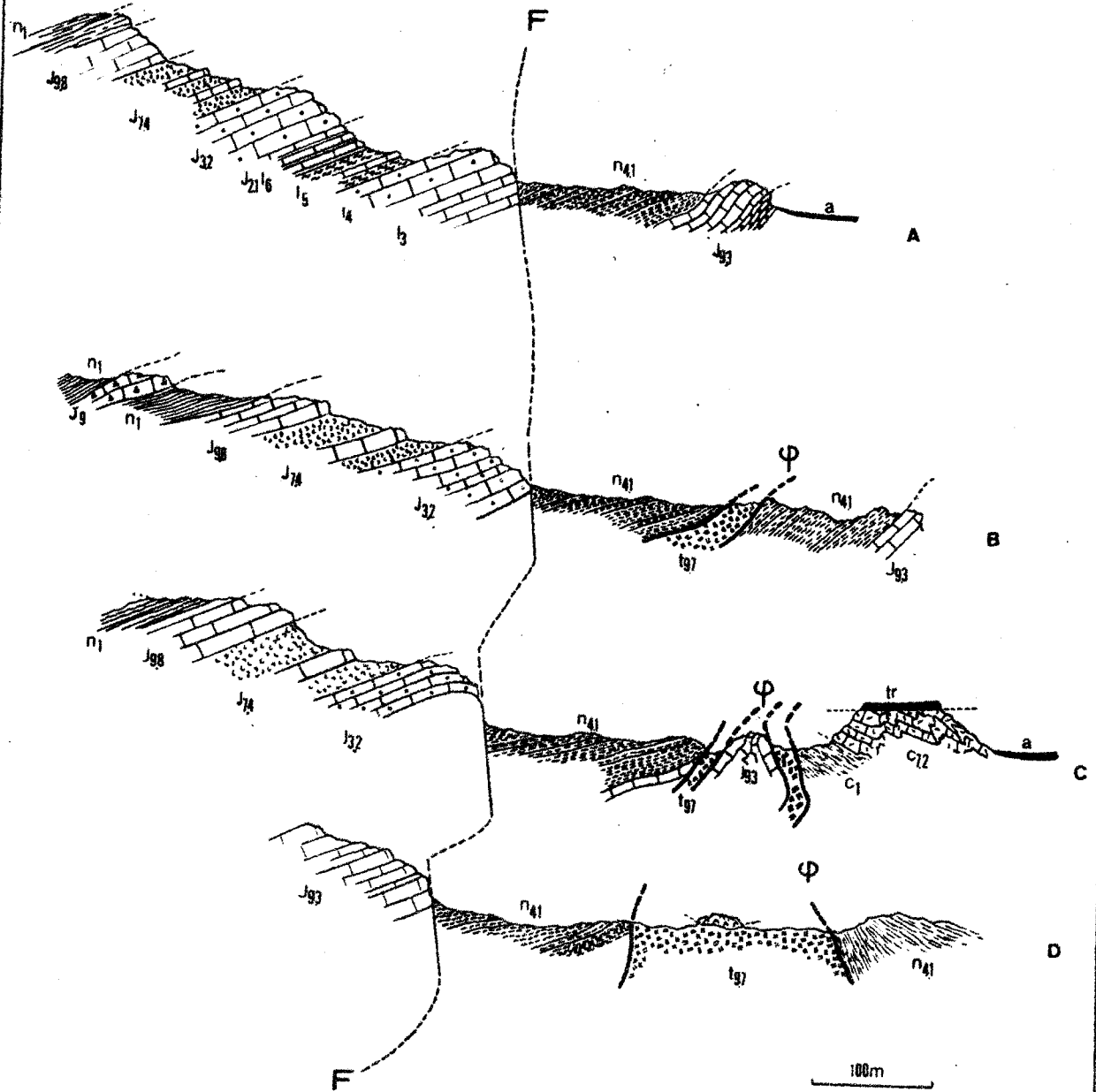
. Constitution du pied septentrional de la Sierra de la Peña Rubia et relations avec les reliefs situés au N du Rio Argos.

Nous examinerons plusieurs profils parallèles (fig. 137, A à D)

fig. 137 Coupes sériées du flanc nord de la Sierra de la Peña Rubia

Coupe A de la Cuesta Mata :  $l_3$  : calcaires blancs oolitiques du Lias ;  $l_4$  : calcaires gréseux et ferrugineux à Brachiopodes du Pliensbachien et du Domérien ;  $l_5$  : marnes vertes et calcaires gris du Toarcien ;  $j_{2.1}^1$  : Aalénien-Dogger essentiellement calcaire ;  $j_{3.2}^2$  : base calcaire du Malm ;  $j_{7.4}^1$  : couches noduleuses rouges de l'Oxfordien ;  $j_{9.8}^2$  : calcaires rouges du Kiméridgien et du Tithonique ;  $n_1$  : marno-calcaires violacés du Berriasien ;  $n_{4.1}^1$  : marno-calcaires gris-vert du Néocomien.  $a$  : alluvions du Rio Argos.

Coupe B (E de Mai Valera) :  $t_{9.7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper ; du Lias au Crétacé inférieur ; même légende que pour la coupe A ;  $c_1$  : marnes vertes albiennes ;  $c_{7.2}$  : marnes et calcaires marneux blancs du Crétacé supérieur ;  $tr$  : travertin quaternaire.  $j_9$  : brèches calcaires du Tithonique.



FLANC NORD  
DE LA SIERRA DE LA PEÑA RUBIA



Coupe C (tunnel de Cehegin) : même légende que précédemment avec en plus :  $c_1$  : marnes vertes albiennes ;  $c_{7,2}$  : marnes et marno-calcaires blancs du Crétacé supérieur ; tr : travertin quaternaire.

Coupe D : même légende que ci-dessus.

Coupe A : la série jurassique ( $j_3$  à  $j_{9,8}$ ) que nous avons décrite dans l'étude stratigraphique est séparée au N des marnes crétacées ( $n_{4,1}$ ) par l'accident vertical (F). Ce Crétacé fait suite à un Jurassique supérieur ( $j_{9,8}$ ) reposant en contact anormal sur des marnes triasiques ( $t_{9,7}$ ).

Coupe B : un peu plus à l'E, une lame de Trias s'intercale dans le Crétacé, isolant ainsi deux écailles distinctes.

Coupe C : cette coupe, effectuée au niveau du tunnel du Chemin de fer et du viaduc, est plus complexe. Les pendages sont difficilement observables. Deux ensembles néanmoins apparaissent :

1. au S, la masse jurassique de la Sierra de la Peña Rubia, l'accident F et les marnes crétacées,
2. au N, un second ensemble très disloqué où le Crétacé supérieur et moyen a été mis en évidence.

Entre ces deux ensembles crétacés, s'intercale une lame de Trias marno-gypseux dans lequel paraissent inclus des calcaires du Malm constituant vraisemblablement le substratum originel du Crétacé.

Coupe D : cette coupe est située à l'extrémité orientale de la Sierra, au pied de la cote 902. On retrouve la même bande de Trias séparant deux masses de marnes crétacées.

AU N de la Sierra de la Peña Rubia, les alluvions du Rio Argos voilent la suite des assises. Il faut se reporter sur la rive gauche du Rio, à l'W de Cehegin, pour poursuivre les observations : on y relève une coupe, que P. Fallot a déjà donnée (fig. 138). Du S vers le N, on observe la disposition suivante : des marnes barrémiennes et néocomiennes reposent, en contact anormal, sur des marnes à gypse du Keuper superposées aux calcaires du Muschelkalk. Ceux-ci reposent vers le N, en position anormale, sur de nouvelles marnes bigarrées à gypse du Keuper (N du massif de las Marinas)

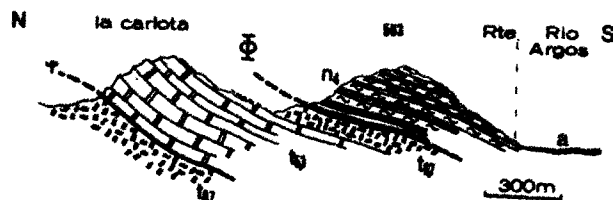


fig. 138 Structure des monts situés à l'W de Cehegin (montagne de la Carlota)

$t_{9,7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper ;  $m_{5,3}$  : calcaires minéralisés du Muschelkalk ;  $n_4$  : marno-calcaires gris-vert du Barrémien ; a : alluvions du Rio Argos.



En conclusion, trois faits se dégagent de l'étude du flanc nord de la Sierra de la Peña Rubia :

1° l'existence d'un contact anormal (  $\Phi$  , fig. 13 ) sous la masse crétacée de Cehegin superposée à un Trias très disloqué ;

2° l'existence d'un second contact anormal (  $\phi$  fig. 140), jalonné d'une lame de Trias qui sépare la série crétacée et jurassique de la Sierra de la Pena Rubia au S (unité de la Loma de Solana), d'un ensemble crétacé et jurassique que nous avons appelé sous-unité de Cehegin (J. Paquet, 1963) et que nous regroupons avec l'unité de la Loma de Solana ;

3° l'existence d'un accident (F fig. 137), est-ouest, au sein de l'unité de la Loma de Solana, le long duquel a peut-être coulissé vers l'E la majeure partie de l'unité.

#### B. Flanc oriental de la Sierra de la Peña Rubia

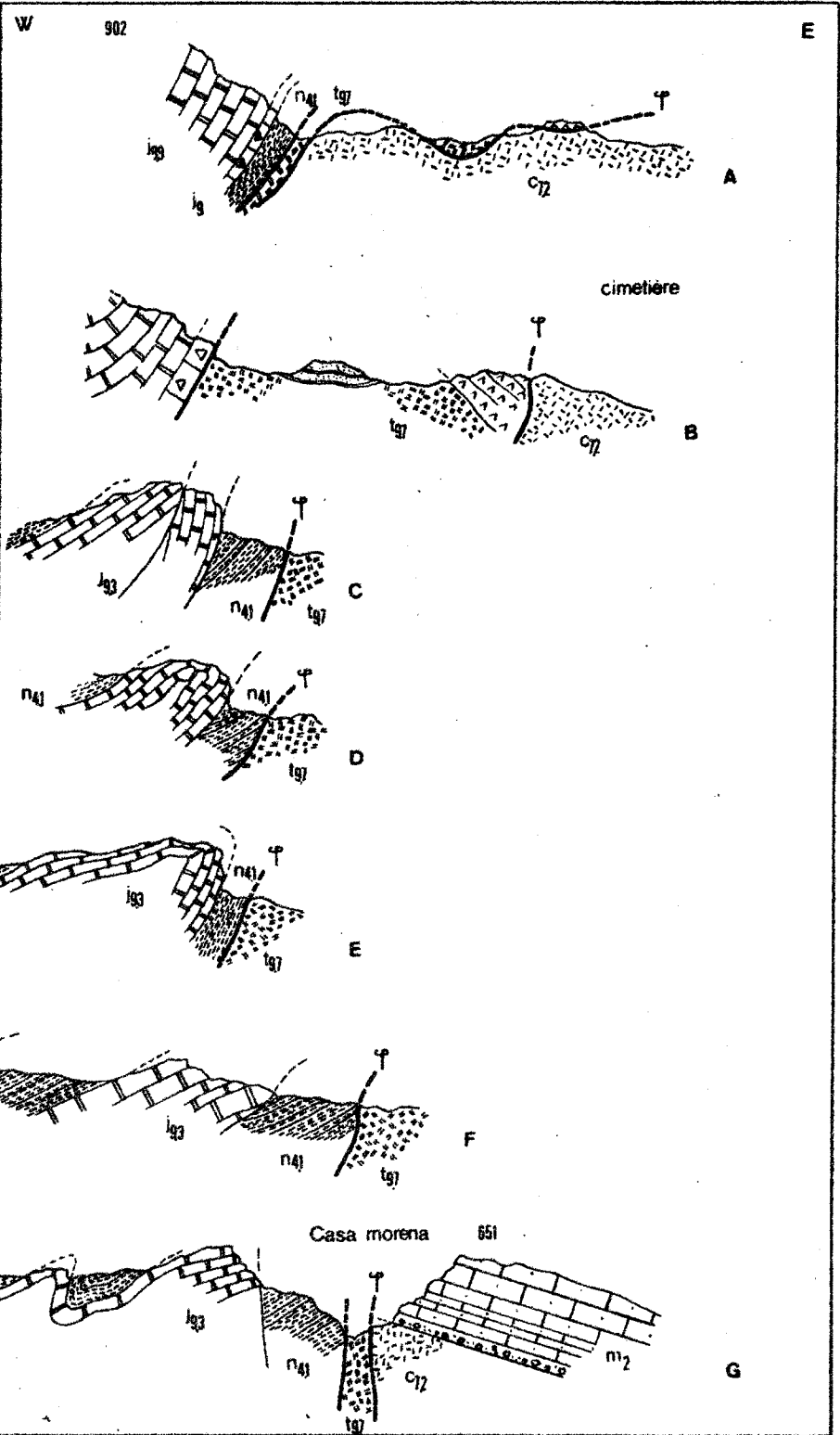
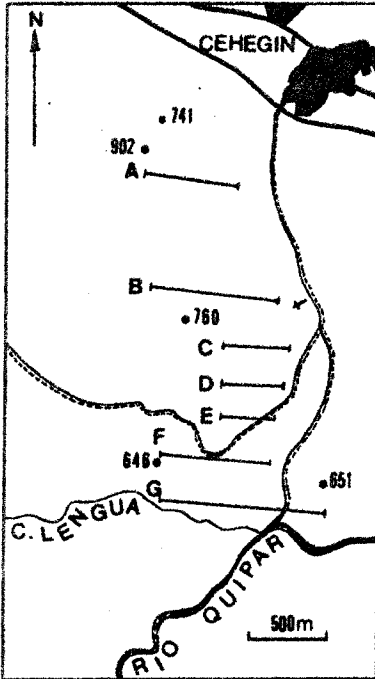
Une série de coupes est-ouest prouve que la série jurassique est ployée en un anticlinal, de faible amplitude, à flanc oriental déversé, chevauchant des marnes du Crétacé supérieur (fig. 139).

fig. 139 Coupes sériées du flanc oriental de la Sierra de la Peña Rubia

$t_{9,7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper ;  $j_{9,3}$  : calcaires noduleux rouges du Malm ;  $n_{4,1}$  : marnes et marno-calcaires gris-vert du Néocomien ;  $c_{7,2}$  : calcaires marneux et marnes du Crétacé supérieur ;  $m_2$  : calcaires molassiques du Vindobonien post-orogénique.

Bien qu'aucune observation ne permette de le confirmer à l'endroit où la Sierra change de direction, nous pensons que l'on peut regrouper les termes crétacés chevauchés dans l'unité de la Loma de Solana.

Toutes les coupes de la figure 139 et en particulier celles effectuées au N de la Cañada Lengua, prouvent l'existence de poussées ou de dépla-



FLANC EST DE LA SIERRA DE LA PEÑA RUBIA



cements dirigés d'W en E. Ces mouvements peuvent être importants et mériter le titre de chevauchements (obliques par rapport au charriage initial du Subbétique).

Remarque : Une hypothèse plausible serait de voir dans la sous-unité de Cehegin le résultat d'un écaillage frontal de l'unité de la Loma de Solana dans son déplacement vers le N. Il serait beaucoup plus hasardeux de la rattacher à l'unité de los Rameles.

### 3. LA SIERRA DE QUIPAR

La Sierra de Quipar s'étale au S du Barranco Grande qui la sépare de la Sierra de la Peña Rubia. Ses reliefs sont beaucoup plus massifs.

Les couches jurassiques qui la constituent plongent vers le NW, c'est-à-dire vers le centre du synclinal de la Loma de Solana. Cette simplicité tectonique n'est qu'apparente car les dislocations des bords du synclinal sont intenses, comme pour le flanc nord.

De nombreux écaillages et des plis indiquent nettement un déplacement du NW vers le SE, c'est-à-dire dans le sens opposé au chevauchement général du Subbétique dirigé, lui, du SE au NW; De tels dispositifs ont attiré l'attention de P. Fallot qui décrit des superpositions anormales sans invoquer cette notion de rétrochevauchement.

Nous examinerons la Sierra de Quipar du N vers le S (fig. 140 coupes A à G).

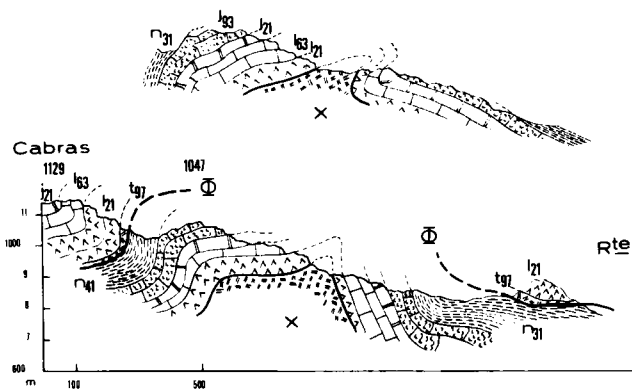
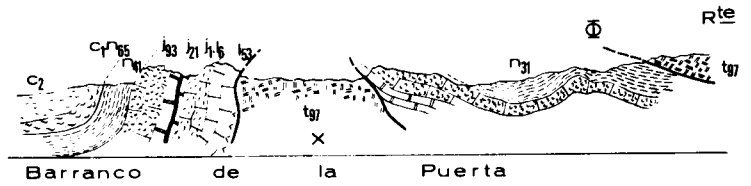
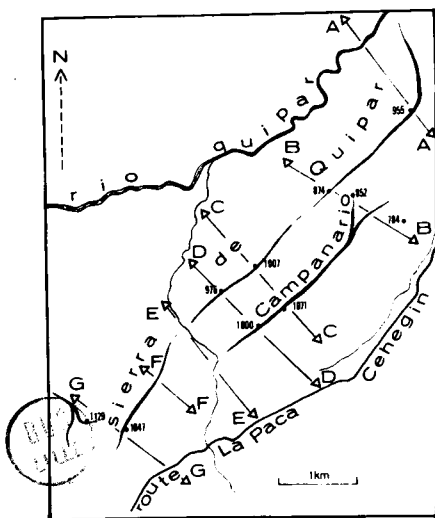
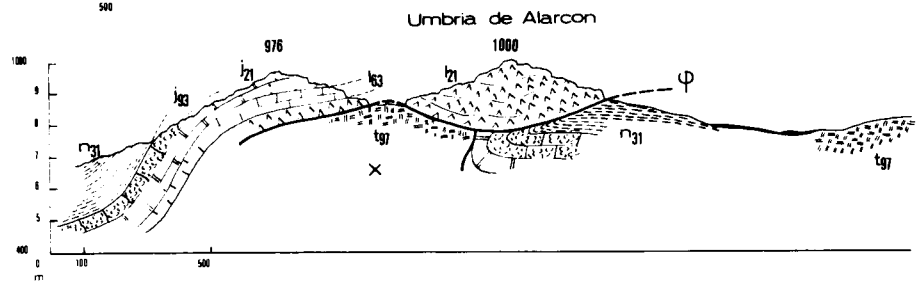
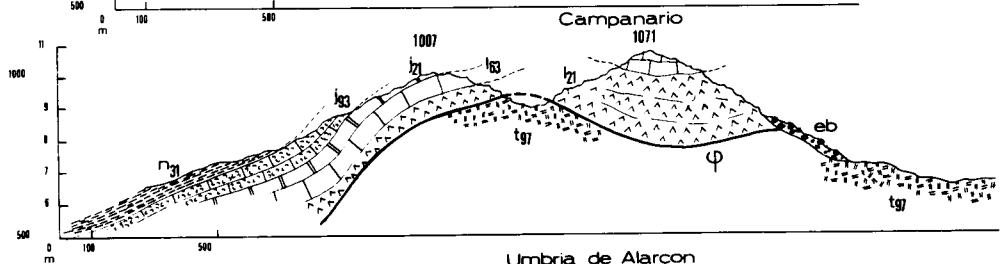
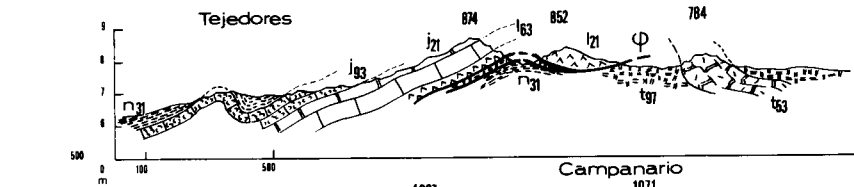
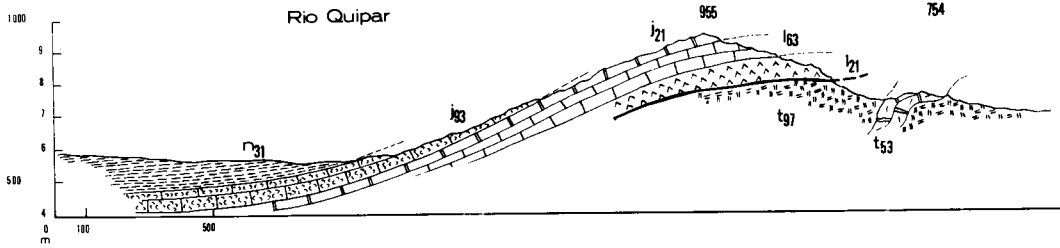
A. Partie septentrionale de la Sierra de Quipar située entre le Barranco Grande au N et le Campanario au S (fig. 140 coupe A)

La série jurassique est complète. Elle débute par l'Infralias dolomitique, directement superposé au Trias supérieur marno-gypseux, et se termine au Tithonique. Au niveau du Rio Quipar, viennent ensuite les marnes du Crétacé inférieur. Les couches ont un pendage général vers le NW.

L'extrémité septentrionale de la Sierra de Quipar paraît cisailée à la base et ce sont, du SE au NW, les dolomies liasiques, les calcaires liasiques et les calcaires du Jurassique moyen et supérieur qui sont au contact des marnes du Trias supérieur. Mais on ne voit jamais ces horizons reposer par la tranche sur les marnes triasiques. Nous pensons que le Nord Est de la Sierra de Quipar est limité par un accident vertical du même type que celui rencontré au N de la Sierra de la Peña Rubia (F fig. 137) ; la masse calcaire de la Sierra de Quipar se serait déplacée vers le SE en coulissant le long de cet accident, la Sierra de la Peña Rubia, plus septentrionale, restant, relativement, en place. Le décrochement paraît s'arrêter au niveau du Barranco Grande. En réalité, il s'amortit dans les marnes crétacées considérablement étirées en ce point.

B. Partie médiane de la Sierra de Quipar : zone du Campanario

Dans son interprétation de la Sierra de Quipar et du Campanario (1945, fig. 106), P. Fallot a dessiné un anticlinal jurassique dont les deux flancs s'enrichissaient de leur couverture crétacée. Sur le flanc sud, venait, selon lui, un élément dolomitique, le Campanario, en position tectonique supérieure. L'origine de cet élément était d'ailleurs restée problématique.



Ce phénomène est un rétrochevauchement en direction opposée du charriage du Subbétique sur le Prébétique.

C. Partie méridionale de la Sierra de Quipar, la Sierrecica de las Cabras, et la zone d'écailles de la haute vallée de Burete

La vallée de Burete se rétrécit considérablement vers le SW. La route de Cehegin-La Paca la prolonge pour franchir le col de la Peñica del Viento qui donne accès au Campo de Coy.

Les reliefs sont importants : Sierrecica de las Cabras, extrémité sud de la Sierra de Quipar, Cerro de las Fuentes et Peñica del Viento forment un ensemble montagneux massif. C'est dans cette zone que nous avons observé pour la première fois (1963) les rétrochevauchements. Afin d'en faciliter la compréhension, nous en tracerons les grandes lignes tectoniques.

1. Au N, s'étend l'anticlinal de la Sierra de Quipar passant au très vaste synclinal de la Loma de Solana à fond de marnes crétacées et nummulitiques. Sur les marnes crétacées de ce synclinal, repose en position chevauchante, la Sierrecica de las Cabras (partie nord de l'unité de la Sierrecica de las Cabras).

2. Au S, s'étend le synclinal de Burete à flanc nord-ouest renversé.

3. Entre ces deux ensembles, vient une zone d'écailles en position généralement renversée : écailles de la Peñica del Viento que nous avons rattachées à l'unité de la Sierrecica de las Cabras.

Nous étudierons successivement ces différents ensembles.

1. Les reliefs situés au N de la route Cehegin-La Paca (extrémité méridionale de l'anticlinal de Quipar et Sierrecica de las Cabras)

a) Extrémité méridionale de l'anticlinal de Quipar

L'anticlinal de Quipar, cisailé et à flanc sud-est chevauchant dans la majeure partie de la Sierra de Quipar, se simplifie et s'ennoye vers le SW. Une série de coupes (fig. 140 coupes F et G) (fig. 141) montre un anticlinal simple, pincé, dont les flancs sont considérablement réduits en épaisseur par étirement. Le flanc nord-ouest est néanmoins bien développé et supporte la Sierrecica de las Cabras (coupe G fig. 140 et fig. 141). Le flanc sud-est, dont les différents constituants sont d'épaisseur réduite, supporte également quelques petits témoins dolomitiques (K 11,5 route de La Paca) se rattachant à l'unité de la Sierrecica de las Cabras.

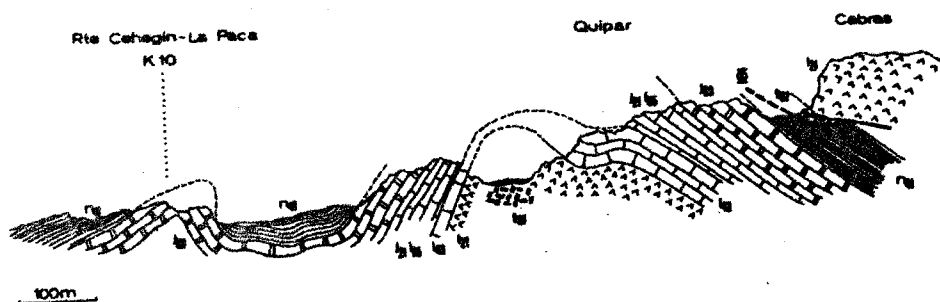
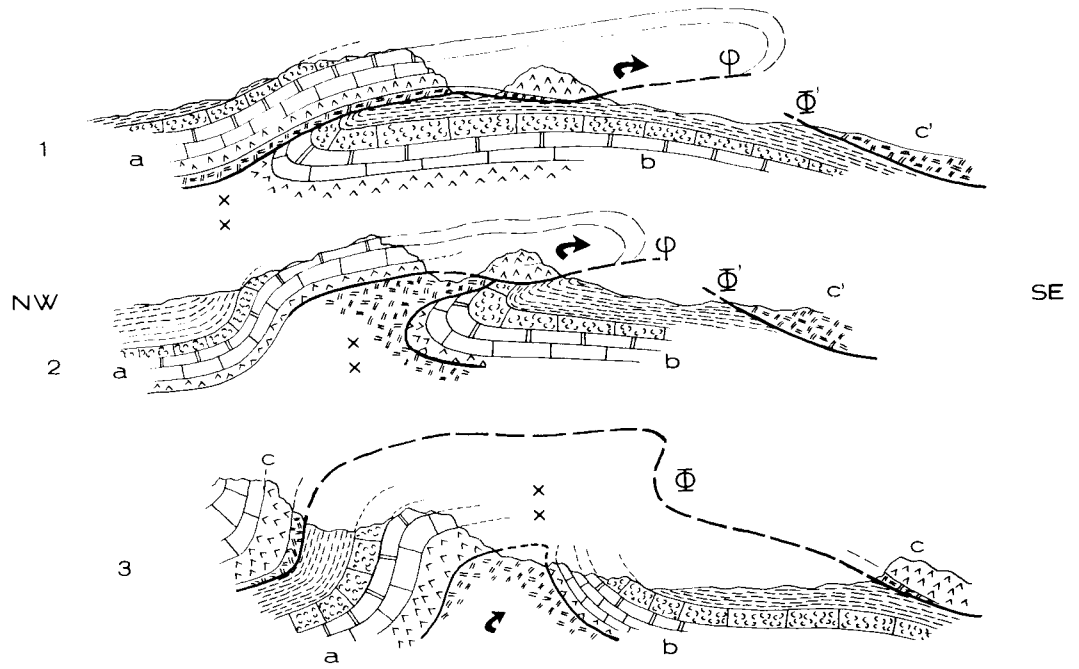


Fig. 141 Coupe de l'extrémité méridionale de la Sierra de Quipar au niveau de la Sierrecica de las Cabras.

- 1<sub>7</sub> : marnes bigarrées à gypse du Keuper ; 1<sub>2,1</sub> : dolomies grises de l'infra-lias et de la base du Lias inférieur ; 1<sub>4,3</sub> : calcaires liasiques ; j<sub>2,1</sub> 1<sub>6,5</sub> : calcaires compacts du Lias supérieur et du Dogger ; 1<sub>0,3</sub> : calcaires rouges du Malm ; n<sub>4,1</sub> : marnes et marno-calcaires du Néocomien ;
- ⊕ : contact anormal base de l'unité de la Sierrecica de las Cabras.





Nous avons figuré sur les coupes 1, 2 et 3 de la figure<sup>142</sup> les interprétations structurales de la partie sud orientale de l'unité de la Loma de Solana.

fig.142 Coupes structurales interprétatives du flanc sud oriental de l'unité de la Loma de Solana. Mêmes figurés que les coupes des fig. 140 et 141.

Coupe 1 : cette coupe représente l'interprétation des profils B et C de la figure commentés précédemment (141).

Le flanc nord occidental (a) de l'anticlinal de Quipar chevauche vers le SE une série à pendage faible, et constituant le flanc sud-oriental du pli cisailé. Les marnes triasiques, base de l'unité de Burete, situées au SE sont chevauchantes, suivant un contact anormal  $\Phi'$ , sur les marnes crétacées du flanc méridional.

Coupe 2 : cette coupe représente l'interprétation du profil D de la figure<sup>141</sup> le flanc nord ouest de l'anticlinal de Quipar est clairement chevauchant vers le SE.

Coupe 3 : cette coupe représente l'interprétation des coupes F et G de la figure<sup>141</sup>

l'unité de la Loma de Solana apparaît ployée en anticlinal non cisailé, légèrement déversé vers le SE. Elle est recouverte tectoniquement suivant le contact anormal par l'unité supérieure de la Sierrecica de las Cabras.

fig. 14 Coupe des reliefs de la partie haute de la vallée de Burete, entre les Sierra de Burete et de las Cabras . Interprétation structurale.

Coupe A : 1. Unité de Burete :  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{6,3}$  : calcaires liasiques ;  $j_{2,1}$  : calcaires à silex du Dogger ;  $j_{9,3}$  : calcaires rouges du Malm ; n : marnes et marno-calcaires néocomiens ;  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées à gypse.

2. écaille de la cote 1145 (rattachée à l'unité de la Sierreci de las Cabras) :  $t_{9,7}$  : calcaires du Muschelkalk ;  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées du Keuper ;  $l_{5,3}$  : calcaires liasiques ;  $j_{2,1}$  : calcaires à silex du Dogger ;  $j_{9,3}$  : calcaires rouges du Malm ; n : marnes et marno-calcaires très étirés du Crétacé inférieur ;  $c_{7,1}$  : marnes et marno-calcaires étirés du Crétacé supérieur et de l'Albien ;  $e_{5,1}$  : Eocène inférieur et moyen très réduit.

3. unité de la Sierrecica de las Cabras :  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{6,3}$  : calcaires liasiques ;  $l_{5,3}$  : calcaires liasiques ;  $l_6$  : marno-calcaires gris de l'Aalénien ? ;  $j_8$  : calcaires du Kiméridgien ;  $j_{9,3}$  : calcaires du Malm ;  $n_{4,1}$  : marnes et marno-calcaires gris du Néocomien

4. unité de la Loma de Solana :  $j_9$  : calcaires gris en bancs du Tithonique ;  $n_{4,1}$  : marnes et marno-calcaires gris-vert du Néocomien

5. Unité du Charco (Subbétique médian) :  $c_{2,1}$  : marno-calcaires verts l'Albo-Cénomaniens ;  $c_{7,3}$  : marno-calcaires rouges du Crétacé supérieur

φ : contact anormal dû au rétrochevauchement

φ 1 à φ 3 : contacts anormaux dus à la phase de charriage initiale vers le NW.

Coupe B : profil structural interprétatif de la coupe A avant la phase de rétrochevauchement.





Les contacts anormaux sont attribuables aux mouvements de charriage du Subbétique sur le Prébétique dirigés du SE vers le NW. Les contacts, eux, sont à rattacher à une phase de rétrochevauchement postérieure et dirigée du NW vers le SE.

b) La Sierrecica de las Cabras

Nous avons déjà évoqué la structure de cette Sierra dans l'étude stratigraphique (Jurassique, p.90 fig. 28 ). Il s'agit d'un synclinal à flanc méridional redressé qui repose uniformément, par l'intermédiaire de marnes bigarrées du Keuper, sur les marnes crétacées du synclinal de la Loma de Solana.

Une klippe dolomitique, rattachable à cette unité, repose, jalonnée de Trias à la base, sur le flanc sud de l'anticlinal de Quipar entre les km 11 et 12 de la route Cehegin-La Paca (fig. 143 A).

remarque : P. Fallot (1945) associait la Sierrecica de las Cabras au Campanario en en faisant un élément tectonique supérieur, à matériel dolomitique. Il apparaît donc que :

. le Campanario est rattachable au flanc nord, chevauchant vers le SE, de l'anticlinal de Quipar, donc à l'unité de la Loma de Solana ;

. la Sierrecica de las Cabras appartient, elle, à une unité tectonique supérieure, d'ailleurs très proche paléogéographiquement de celle de la Loma de Solana.

2. Reliefs situés au S de la route Cehegin-La Paca (la Peña del Viento).

La zone située au S de la route Cehegin-La Paca est extraordinairement complexe. Elle est formée d'une série d'écaillés, en position renversée, séparées par des contacts anormaux plongeant vers le NW.

On peut définir plusieurs ensembles du SE au NW (fig. 143 coupe A).

1. l'unité du Charco (5) (Subbétique médian ) séparée de l'unité de Burete (1) plus septentrionale, par un contact anormal  $\phi$  plongeant vers le NW. L'unité de Burete est ployée en synclinal à flanc nord-ouest renversé. Sur l'unité

de Burete, vient une écaille (2) (écaille de la cote 1145) totalement renversée. Le contact  $\Phi 3$  séparant l'unité de Burete de cette écaille plonge actuellement vers le NW. Sur l'écaille de la cote 1145, repose une série renversée (3), qui se redresse vers le NW et redevient normale dans la Sierrecica de las Cabras. Il s'agit là de l'unité de la Sierrecica de las Cabras S.S.

Le contact anormal  $\Phi 2$  qui sépare l'écaille de la cote 1145 de l'unité de la Sierrecica de las Cabras, plonge également vers le NW.

Enfin, dans la partie septentrionale de cette coupe, l'unité de la Sierrecica de las Cabras, non renversée, repose, suivant le contact anormal  $\Phi 1$ , sur l'unité de la Loma de Solana (4).

La structure de l'extrémité méridionale de la vallée de Burete s'explique par la superposition de deux phénomènes tectoniques :

1° des mouvements tangentiels importants, dirigés du SE vers le NW, qui ont provoqué la superposition de l'unité de Burete sur celle de la Sierrecica de las Cabras par l'intermédiaire d'une écaille composite (écaille de la cote 1145) et de celle-ci sur l'unité de la Loma de Solana (fig. 143 coupe B) ;

2° des mouvements tangentiels dirigés en sens opposé au charriage initial du Subbétique. Les dispositifs engendrés par ces rétrochevauchements sont les renversements des séries vers le SE, les renversements des contacts anormaux préexistants ( $\Phi 2$  et  $\Phi 3$ ), ainsi que le contact anormal  $\Phi$  plongeant vers le NW.

Le Subbétique externe devait donc être constitué, avant la phase de rétrochevauchements, d'une série d'écailles ou d'unités superposées suivant des contacts anormaux plongeant vers le SE.

3. Evolution vers l'W : les reliefs situés de part et d'autre de la route Cehegin-La Paca entre les km 12 et 14

Les directions des structures subissent, au S de la Sierrecica de las Cabras, une modification très sensible : de nord est-sud ouest, elles deviennent nord-sud, dans la zone située à l'W de la Peñica del Viento.

Nous comparerons la coupe de cette zone avec celle que nous avons décrite précédemment (fig. 143 coupe A et fig. 144).

Les dispositifs tectoniques sont très semblables; on observe en effet :

1. une série monoclinale, en position renversée, se rattachant au flanc inverse du synclinal de Burete (série 1 fig. 144),
2. une série crétacée et éocène, renversée (série 2 fig. 144) ;
3. une unité, en position renversée (3, fig. 144), pouvant être l'équivalence de l'unité de la Sierrecica de las Cabras,
4. une série formée d'un Jurassique complet et de marnes du Crétacé inférieur (série 4, fig. 144), totalement renversée, rattachable à l'unité de la Loma de Solana.

Ces assimilations sont hypothétiques car des alluvions cachent, sur le terrain, les relations entre la terminaison de l'anticlinal de Quipar (unité de la Loma de Solana) et la série 4, renversée, observable à l'W de la route Cehegin-La Paca.

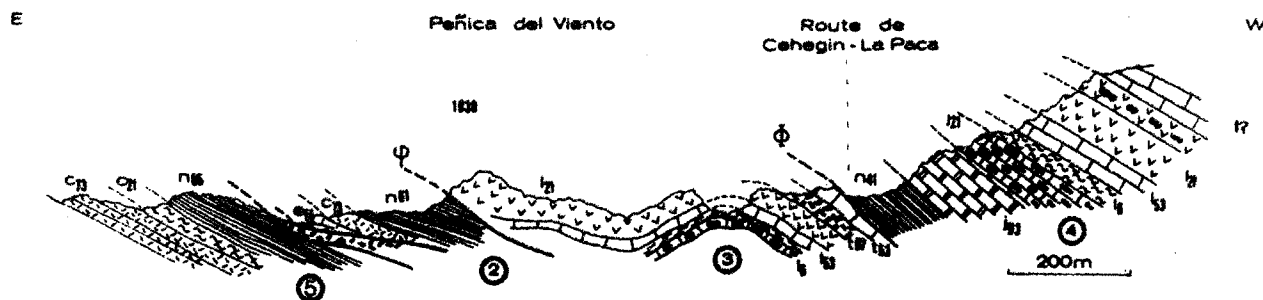


fig. 144 Coupe de la zone située à l'W de la Peñica del Viento au niveau des km 12 et 14 de la route Cehegin-La Paca

5. unité du Charco :  $n_{6.5}$  : marnes vertes de l'Aptien ;  $c_{7.3}$  : marnes de l'Albo-Cénomanién ;  $c_{7.3}$  : marno-calcaires rouges du Crétacé supérieur.
2. écaille assimilable à celle de la cote 1145 (fig. 142) :  $n_{6.1}$  : marnes du Néocomien-Barremien-Aptien ;  $c_{7.3}$  : marno-calcaires rouges du Crétacé supérieur ;  $e_{5.1}$  : conglomérats et calcaires de l'Eocène inférieur et moyen ;
3. unité de la Sierrecica de las Cabras :  $t_{5.3}$  : calcaires noirs du Muschelkalk ;  $t_{9.7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper ;  $l_{2.1}$  : dolomies grises

de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{5.3}$  : calcaires liasiques ;  
 $l_6$  : marno-calcaires gris de l'Aalénien ;  $j_{2.1}$  : calcaires à silex du Dogger ;

4. unité de la Loma de Solana ? :  $l_{2.1}$  : dolomies grises à silex de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{5.3}$  : calcaires liasiques ;  $l_6$  : marno-calcaires gris de l'Aalénien ;  $j_{2.1}$  : calcaires à silex du Dogger ;  $j_{9.3}$  : calcaires noduleux rouges du Malm ;  $n_{4.1}$  : marnes et marno-calcaires du Néocomien.

D. Conclusions relatives à la haute vallée de Burete : Liaisons entre l'unité de la Loma de Solana au N et celle de Burete au S.

Les dispositifs tectoniques, observables entre l'unité de la Loma de Solana au N et celle de Burete au S, sont complexes. Si notre interprétation est exacte, toutes les relations entre ces deux ensembles ont été fortement perturbées par des rétrochevauchements (que nous avons déjà décelés sur le bord sud-oriental de l'unité de la Loma de Solana).

Ces mouvements tangentiels sont dirigés vers le SE ou vers l'E. Nous retrouverons ces deux composantes plus au S, dans l'unité de la Sierra de Ponce (Subbétique interne). Les séries sont très souvent renversées, ainsi que les contacts anormaux qui les séparent.

4. CONCLUSIONS GENERALES A l'étude tectonique des unités de la Loma de Solana et de la Sierrecica de las Cabras.

Les unités de la Loma de Solana et de la Sierrecica de las Cabras caractérisent le Subbétique externe typique. A une série jurassique, peu épaisse, uniformément calcaire, succède une très épaisse série de marnes pélagiques du Crétacé, de l'Eocène et de l'Oligocène. Les venues détritiques sont réduites au minimum. Ces unités représenteraient la partie médiane d'un bassin externe, installé, dès le Crétacé inférieur, sur une plate-forme jurassique. Cet ensemble est largement chevauchant sur le Prébétique puisqu'il se trouve, au N de Cehegin, directement sur l'autochtone de la série de la Puerta qui correspond à la partie septentrionale du bassin externe, où les sédiments détritiques dominent. Etant donné une telle juxtaposition, il semblerait que l'unité de la Loma de Solana ait recouvert, dans son déplacement vers le N, l'unité de Los Rameles. Néanmoins, aucune fenêtre ne permet d'observer le substratum de l'unité de la Loma de Solana.

Au S, l'unité de la Loma de Solana est recouverte tectoniquement par une série d'imbrications de l'unité de la Sierrecica de las Cabras.

La structure actuelle de cette partie du Subbétique résulte donc du charriage vers le N de la nappe externe, à la fin du Burdigalien.

Néanmoins, l'allure tectonique de ces deux unités ne relève pas de cette phase majeure. D'importants déplacements vers l'E ou le SE ont, en effet, modifié les Sierras marginales, troublant fortement les superpositions engendrées par la phase majeure. En éliminant les effets de ces rétrochevauchements, on retrouve une simplicité relative des superpositions.



La juste interprétation de la nature de chaque contact est importante, car si l'on ne dissocie pas les deux styles tectoniques (charriage vers le NW et rétrochevauchements vers le SE), on est amené à fausser toute la reconstitution paléogéographique du Sub-bétique externe.

## **CHAPITRE XIII**

**ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE  
BURETE**

## CHAPITRE XIII

### ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE BURETE : LES UNITES DE BURETE ET DU CHARCO

1. INTRODUCTION	428
2. LES DEUX UNITES DE LA SIERRA DE BURETE	429
3. LIMITES SEPTENTRIONALES DE LA SIERRA DE BURETE	432
4. CONCLUSIONS	433

## 1. INTRODUCTION

La Sierra de Burete est un magnifique massif, bien délimité orographiquement. Elle se développe, sur plus de 75 km<sup>2</sup>, entre la vallée de Burete au NW, la route Cehegin-La Paca au N et la vallée du Rio de Mula ou zone de Garobera au SE.

Cette Sierra est composite car elle est formée de deux unités possédant des séries stratigraphiques différentes. Au NW, affleure l'unité de Burete (s.s.) possédant une série jurassique fort proche de celle de l'unité de la Loma de Solana. Au SE, vient l'unité du Charco, que nous avons appelé Subbétique médian car elle effectue la transition entre le Subbétique externe et le Subbétique interne. Elle possède un Jurassique essentiellement calcaire mais pélagique.

Ces deux unités sont continûment séparées par un contact anormal jalonné de Trias et plongeant régulièrement vers le NW.

L'ensemble de ces deux unités reposent sur le Trias. Au NW de l'unité de Burete, il s'agit du Trias de la vallée du Rio Burete, au N des 2 unités du Trias de Los Ruedos et enfin au SE de l'unité du Charco, du Trias de Garobera (du nom d'un hameau situé au pied méridional de la Sierra).

P. Fallot a très peu parcouru la Sierra de Burete, à vrai dire difficile d'accès, il y a encore quelques années. Il la considérait (1945, p. 235), comme isolée tectoniquement des sierras voisines et assez différente d'elles d'un point de vue stratigraphique. P. Fallot associait à la Sierra de Burete la Sierrecica de las Cabras, le Campanario et le Rincon de Egea (S de Caravaca), qu'il considérait comme des éléments supérieurs au Subbétique "frontal". Il s'est donc étonné de ne trouver, dans la Sierra de Burete, aucun contact où chercher les racines de ces divers éléments.

Il n'y a rien de troublant en cela car ces éléments sont totalement étrangers à la Sierra de Burete. Nous avons vu que le Campanario se

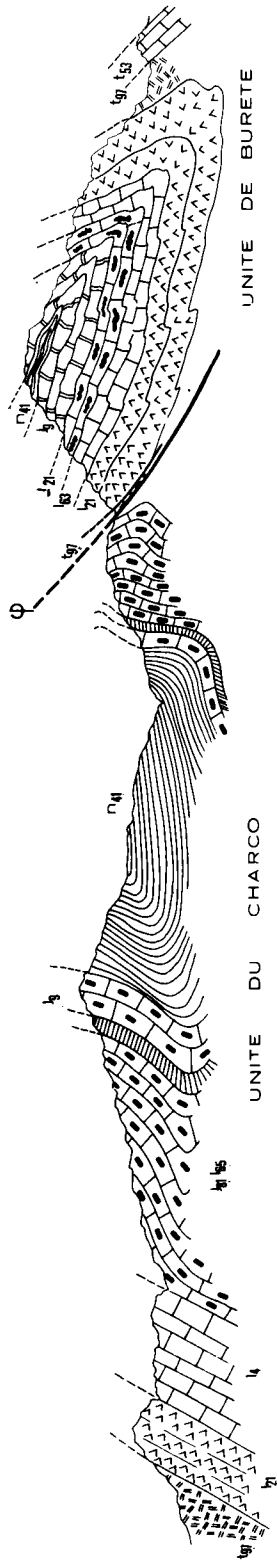


SE

El Charco

NW

Plaza de los Pastores



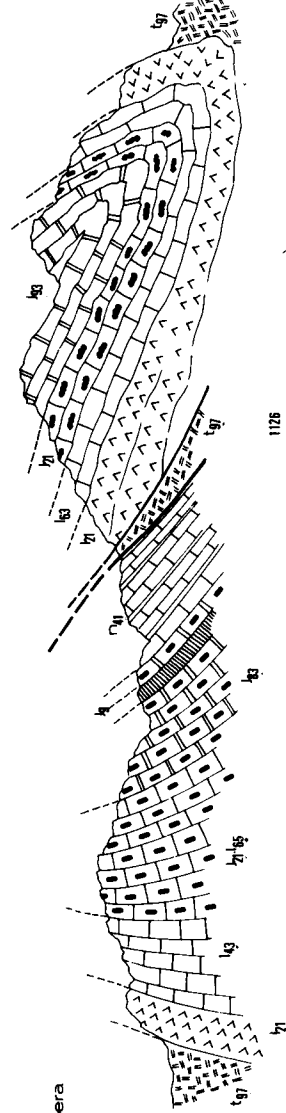
UNITE DU CHARCO

UNITE DE BURETE

1

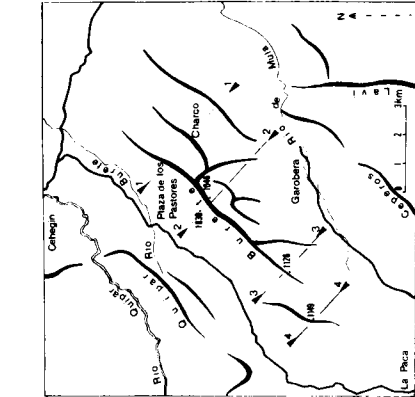
1046 1030

Garobera

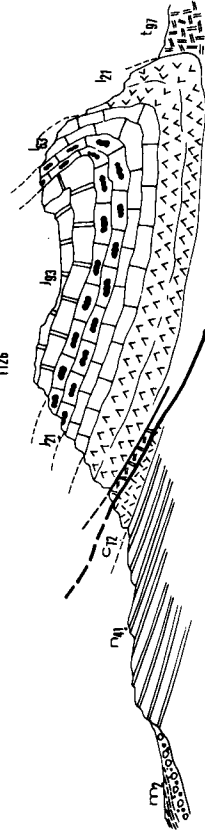


500m

2

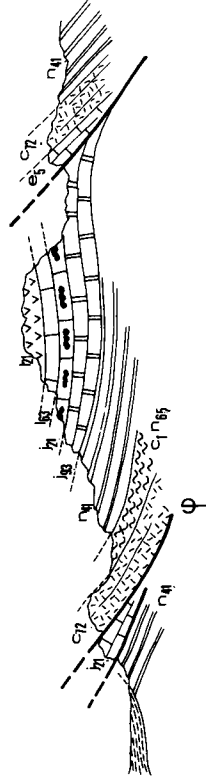


1128



3

1149



4

rattachait directement à l'unité de la Loma de Solana et que la Sierrecica de las Cabras appartenait à une unité tectonique inférieure à celle de Burete.

Nous effectuerons une série de coupes parallèles dans la Sierra de Burete.

2. LES DEUX UNITES DE LA SIERRA DE BURETE : UNITES DE BURETE ET DU CHARCO (fig. 145).

fig. 145 Coupes sériées dans la Sierra de Burete : les unités de Burete et du Charco

Coupe 1 : coupe au niveau de la Plaza de los Pastores et du Charco :

a. unité de Burete :  $t_{5,3}$  : calcaires du Muschelkalk de la vallée du Rio Burete ;  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{6,3}^{2,1}$  : calcaires liasiques ;  $j_{2,1}$  : calcaires à silex du Dogger ;  $j_{9,3}$  : calcaires rouges du Malm ;  $n_{4,1}$  : marnes et marno-calcaires gris-vert du Néocomien.

b. unité du Charco :  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{4,1}^{2,1}$  : calcaires liasiques ;  $j_{8,1}^{1,6,5}$  : calcaires pélagiques à silex du Lias supérieur-Dogger-Malm ;  $j_9$  : niveau marneux et siliceux rouge et calcaires gris du Tithonique ;  $n_{4,1}$  : marnes et calcaires marneux du Néocomien.

$\phi$  : contact anormal de retrochevauchement.

Coupe 2 : coupe au niveau des cotes 1030 et 1046 : même légende que précédemment.

## Coupe 3 :

même légende que précédemment +  $c_{7.2}$  : marno-calcaires rouges du Crétacé supérieur ;  $m_2$  : calcaires molassiques helvétiques post-orogéniques.

## Coupe 4 :

unité du Charco :  $n_{4.1}$  : marnes et marno-calcaires gris-vert du Néocomien ;  $j_{2.1}$  : calcaires à silex du Dogger.

unité de Burete :  $l_{2.1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{6.3}$  : calcaires liasiques ;  $j_{2.1}$  : calcaires à silex du Dogger ;  $j_{9.3}$  : calcaires rouges du Malm ;  $n_{4.1}$  : marnes et marno-calcaires du Néocomien ;  $c_{1.6.5}$  : marnes vertes de l'Albo-Aptien ;  $c_{7.2}$  : marno-calcaires rouges du Crétacé supérieur ;

écaille de la cote 1145 (voir fig. 143) :  $n_{4.1}$  : marnes très disloquées du Néocomien ;  $c_{7.2}$  : marno-calcaires rouges du Crétacé supérieur ;  $e_5$  : série éocène très étirée essentiellement lutétienne (calcaires et conglomérats).

Les deux unités de la Sierra de Burete présentent leur maximum d'extension dans la partie nord-est de la Sierra (Plaza de los Pastores et Charco). L'unité de Burete, limitée au bord nord-ouest de la montagne, se présente comme un pli synclinal à flanc nord renversé. Les dolomies infra-liasiques et liasiques succèdent aux marnes du Trias supérieur de la vallée de Burete. Nous avons vu que toute la série jurassique est représentée dans cette unité ( fig. 31 ). Au niveau de la Plaza de los Pastores (coupe 1, fig. 30), on trouve un peu de Crétacé inférieur marneux, pincé au coeur du synclinal.

L'unité de Burete repose, vers le SE, sur une série jurassique différente (série de Juan el Cojo, fig. 31, p. 98) qui appartient à la partie septentrionale de l'unité du Charco. Cette dernière a une très grande extension dans la Sierra de Burete : il s'agit d'un vaste synclinal à fond plat dont le bord méridional est subvertical mais légèrement menversé en direction du NW.

Le contact anormal ( $\phi$ ) séparant les unités de Burete et du Charco est souligné par une lame de marnes bigarrées à gypse du Keuper. Il plonge régulièrement vers le NW.

Le renversement de la partie septentrionale de l'unité de Burete ainsi que le contact anormal  $\psi$ , sont imputables au même phénomène tectonique : ils ont été provoqués par des mouvements tangentiels dirigés du NW au SE, en sens inverse des charriages généraux du Subbétique dirigés, eux, vers le NW.

Ainsi se trouve confirmée dans la Sierra de Burete, l'existence de rétrochevauchements.

#### L'accident vertical de la Plaza de los Pastores

Un seul accident vertical affecte le pli synclinal de l'unité de Burete : la faille de la Plaza de los Pastores. Cette faille NW-SE décroche vers le SE le compartiment nord-est de 800 m environ. Il s'agit apparemment d'une faille à rejet horizontal. Bien que le contact anormal séparant les unités de Burete et du Charco ne semble pas affecté, on retrouve cette faille plus au S dans l'unité du Charco, constante en direction : elle met au contact des calcaires jurassiques (Dogger-Malm) au NE et le Trias marno-gypseux de Garobera au SW.

Cette faille ne paraît pas se prolonger au S dans la zone de la Venta del Pino.

#### Possibilité d'extension de l'accident de la Plaza de los Pastores vers le NW.

Les reliefs de la Sierra de Quipar sont séparés de ceux de la Sierra de Burete par la dépression triasique du Rio de Burete. Il est impossible de suivre un accident dans les marnes du Keuper. Les conclusions que nous tirerons sont hypothétiques. Il semble que l'accident qui limite la Sierra de Quipar au NE (p.414 ), se situe dans le prolongement de celui de la Plaza de los Pastores. Si cette assimilation est exacte, la faille de los Pastores aurait une extension de plus de 8 km.



### 3. LIMITE SEPTENTRIONALE DE LA SIERRA DE BURETE

L'étude de cette limite se résume à celle des rapports entre Trias et unité du Charco.

La série crétacée de l'unité du Charco est limitée au N (région de la Casa de Rompe-Albardas) par un accident vertical de direction SE-NW. Ce contact paraît avoir une très grande extension puisqu'on la décèle au SW de Bullas où il sépare les termes jurassique et crétacé de l'Atalaya de Bullas du Trias de la plaine de Bullas. Plus à l'W, il limite l'unité du Charco du même Trias.

Prolongation vers le NE du contact anormal séparant les unités de Burete et du Charco :

Quelques kilomètres au N de la Plaza de los Pastores, entre le Trias de la vallée de Burete et l'unité du Charco, on ne rencontre plus l'unité de Burete. Sur le chemin de Vélez Blanco, 1 km au N de la Casa forestal, on observe la superposition du Trias marno-gypseux de Burete sur les marnes et les marno-calcaires crétacés de l'unité du Charco (fig. 146).

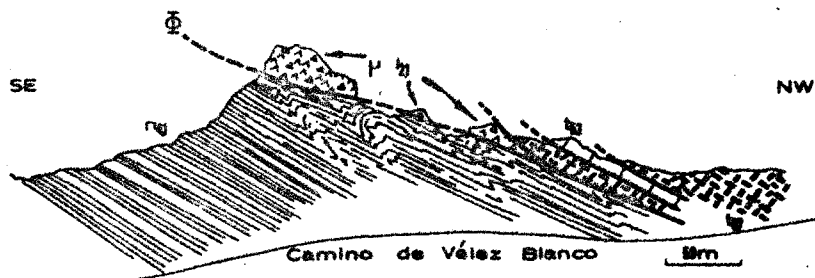


Fig. 146 Evolution vers le N du contact de rétrochevauchement de la Sierra de Burete

t<sub>5.3</sub> : Muschelkalk ; t<sub>9.7</sub> : Keuper ; l<sub>2.1</sub> : dolomies liasiques (brèche)  
n<sub>4.1</sub> : marnes et marno-calcaires néocomiens de l'unité du Charco.

On peut suivre ce contact anormal  $\phi$  vers le NE. Au niveau de la route forestière, le contact se verticalise et vient se confondre avec l'accident vertical limitant l'unité du Charco vers le NE.

#### 4. CONCLUSIONS.

La Sierra de Burete constitue un édifice tectonique remarquable, où l'on décèle les deux styles tangentiels prédominants du Subbétique.

La compréhension tectonique est directement liée aux deux grandes subdivisions paléogéographiques de la Sierra ;

- au N, se développe l'unité de Burete qui représente la partie interne du Subbétique externe caractérisé, nous l'avons vu, par un Jurassique calcaire et un Crétacé marneux. Elle repose sur l'unité de la Loma de Solana, plus septentrionale, par l'intermédiaire d'écailles réunies sous le terme d'unité de la Sierrecica de las Cabras.

- au S de la Sierra, on rencontre l'unité du Charco ou Subbétique médian, transition entre le Subbétique externe à Jurassique calcaire et le Subbétique interne à Jurassique marneux.

L'unité de Burete a chevauché, en retour, celle du Charco lors de rétrochevauchements postérieurs à la mise en place du Subbétique s.l., sur 1<sup>o</sup> Prébétique.

Le style tectonique dominant de la Sierra de Burete ne traduit pas les mouvements majeurs vers le N, mais les rétrochevauchements. Ainsi se trouve confirmé le fait qu'une tectonique récente peut voiler, en grande partie, une tectonique majeure plus ancienne.

# **CHAPITRE XIV**

**ETUDE TECTONIQUE DU SUBBETIQUE  
INTERNE**

C H A P I T R E   X I V

ETUDE TECTONIQUE DU SUBBETIQUE INTERNE ENTRE LA SIERRA DE BURETE AU N  
ET LA SIERRA DE ESPUÑA AU S

1. INTRODUCTION	436
2. GENERALITES SUR L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE	436
3. PARTIE SEPTENTRIONALE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE	438
4. PARTIE MEDIANE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE	444
5. PARTIE MERIDIONALE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE	447
6. LE SUBBETIQUE AU CONTACT DE LA "ZONE-LIMITE" DU RIO DE PLIEGO	451
7. LA ZONE DE LOS GAVILANES	460
8. LA REGION DE LA PACA	467
9. CONCLUSIONS TECTONIQUES SUR L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE	470

## 1. INTRODUCTION

Sur la transversale de la Sierra de Espuna, la partie méridionale du Subbétique est formée par l'unité de la Sierra de Ponce. C'est une zone très vaste (plus de 200 km<sup>2</sup>) dont la complexité tectonique est grande.

. Au N, elle est limitée par la dépression du Rio de Mula ou zone de Garobera, parfois étroite de quelques centaines de mètres.

. Au S, se développe également une vaste vallée : la dépression du Rio de Pliego, que nous avons dénommée "zone-limite" car elle sépare le Subbétique au N du Bétique de Malaga au S.

Nous diviserons cette étude en plusieurs parties qui traiteront des principales zones orographiques. Elles correspondent toujours à des ensembles tectoniques bien distincts ; ce sont : la zone de Garobera séparant la Sierra de Burete au N de l'unité de la Sierra de Ponce au S, la région de Coy, les Sierras de Ceperos, de la Lavia, la zone de l'Aceniche, les Sierras de Ponce, Cambron et Selva, la bordure orientale de l'unité de la Sierra de Ponce et enfin la région de La Paca.

## 2. GENERALITES SUR L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE

P. Fallot (1945) a souligné l'importance paléogéographique des séries jurassiques de l'unité de la Sierra de Ponce en en signalant le caractère bathyal (essentiellement au niveau du Lias supérieur et du Dogger).

nous avons pu généraliser cette idée : l'unité de la Sierra de Ponce est un très vaste domaine paléogéographique (appelé parfois "Subbétique marneux" (Y. Peyre, 1962) ) qui témoigne d'une sédimentation épaisse et pélagique, du Toarcien au Crétacé supérieur. L'Eocène est, par contre, très réduit (marnes gris-bleu du Lutétien inférieur et moyen) ; l'Eocène supérieur et l'Oligocène, de faciès peu profonds, sont post-nappe.

Sur le plan tectonique, P. Fallot (1945, 1948 p. 51) a décrit, dans la Sierra de Ponce elle-même, des structures renversées vers l'E, interprétées comme le résultat de mouvements antibétiques (M. Blumenthal 1935 b) provoquées par l'encapuchonnement de la nappe de Malaga (Sierra de España) dans la partie interne du Subbétique.

Récemment, E. Dupuy de Lôme et E. Trigueros (1958), dans l'édition de la carte géologique au 50.000°, ont figuré de nombreux contacts anormaux dont certains plongent vers le NW et sur lesquels nous reviendrons au fur et à mesure de notre étude.

Il faut noter déjà que : l'unité de la Sierra de Ponce présente une largeur d'affleurement très inégale d'W en E. Les directions structurales sont très variables. De nord est- sud ouest dans la partie occidentale de l'unité, elles sont nord-sud sur les bords oriental et septentrional : l'unité de la Sierra de Ponce paraît isolée totalement des unités qui l'encadrent par des zones déprimées généralement comblées de terrains récents. Ces zones sont très vraisemblablement faillées. Le trait tectonique majeur est lié à des mouvements dirigés du NW vers le SE ou d'W en E, c'est-à-dire en sens inverse du mouvement de charriage qui, du SE au NW, a mis en place le Subbétique sur le Prébétique.

### 3. PARTIE SEPTENTRIONALE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE

La Sierra de Ceperos a retenu l'attention de P. Fallot à plusieurs reprises. Il la considère (1945, p. 243) comme un anticlinal, cisailé à la base, et décollé : différents termes jurassiques et crétacés seraient ainsi superposés au Trias (fig. 148 A). P. Fallot soulignait que "ce type de chaînon anticlinal (1944, p. 22 et 23) paraît s'envoyer dans le Trias mais qu'en réalité, l'abaissement d'axe ne traduit pas un enfoncement car le pli est raboté en sifflet par sa base".

Comme dans le cas de l'Almorchon (fig. 132 ), la structure de cette zone se révèle être relativement plus simple et fait intervenir peu ou pas d'ablation basale.

Nous étudierons en détail la Sierra de Ceperos d'W en E.

#### A. Contact occidental avec la "zone triasique" de Coy.

A l'W de la Sierra de Ceperos, la "zone triasique" de Coy se révèle être très complexe, nous le verrons plus loin. On trouve, en effet, au sein



des marnes bigarrées à gypse du Keuper, de petites écailles crétacées et éocènes, d'origine indéterminées (série de Coy). Le contact entre le Trias et la Sierra de Ceperos est subvertical. Jamais nous n'avons pu observer le Trias sous les marnes du Dogger du synclinal del Bú, situé entre l'Atalaya de Coy au N et le Cerro Pelado au S. La limite occidentale de la Sierra de Ceperos paraît résulter d'un accident vertical.

B. Relations entre l'unité de la Sierra de Ponce et les terrains situés au S et à l'E de la Sierra de Ceperos (coupes D et E, fig. 147 )

a. Le contact meridional de la Sierra de Ceperos

Au S de la Sierra de Ceperos et à partir du village de Coy, on peut voir les dolomies grises infraliasiques et liasiques reposer, par l'intermédiaire d'une lame de Trias marno-gypseux, sur différents termes marneux (jurassiques et crétacés) des séries plus méridionales de la Lavia et de l'Aceniche. Le contact anormal a un pendage NW uniforme ( $\phi_1$  coupe E fig. 147

Le village de Coy est adossé à un massif dolomitique liasique (cotes 928-921) qui fait suite à des marnes du Keuper. 1500 m au S de l'agglomération (cote 913) (coupe E fig. 147 ), on observe les mêmes dolomies qui reposent, par l'intermédiaire d'une lame de Trias et d'une écaille de Crétacé inférieur (marnes vertes), sur des marnes et des marno-calcaires du Dogger. Le contact est alors subhorizontal.

A l'E de Coy, le Cerro Pelado, chevauche, lui, des marnes crétacées très tectonisées. Au niveau du corral cote 963, les marnes crétacées sont intensément broyées et écaillées.

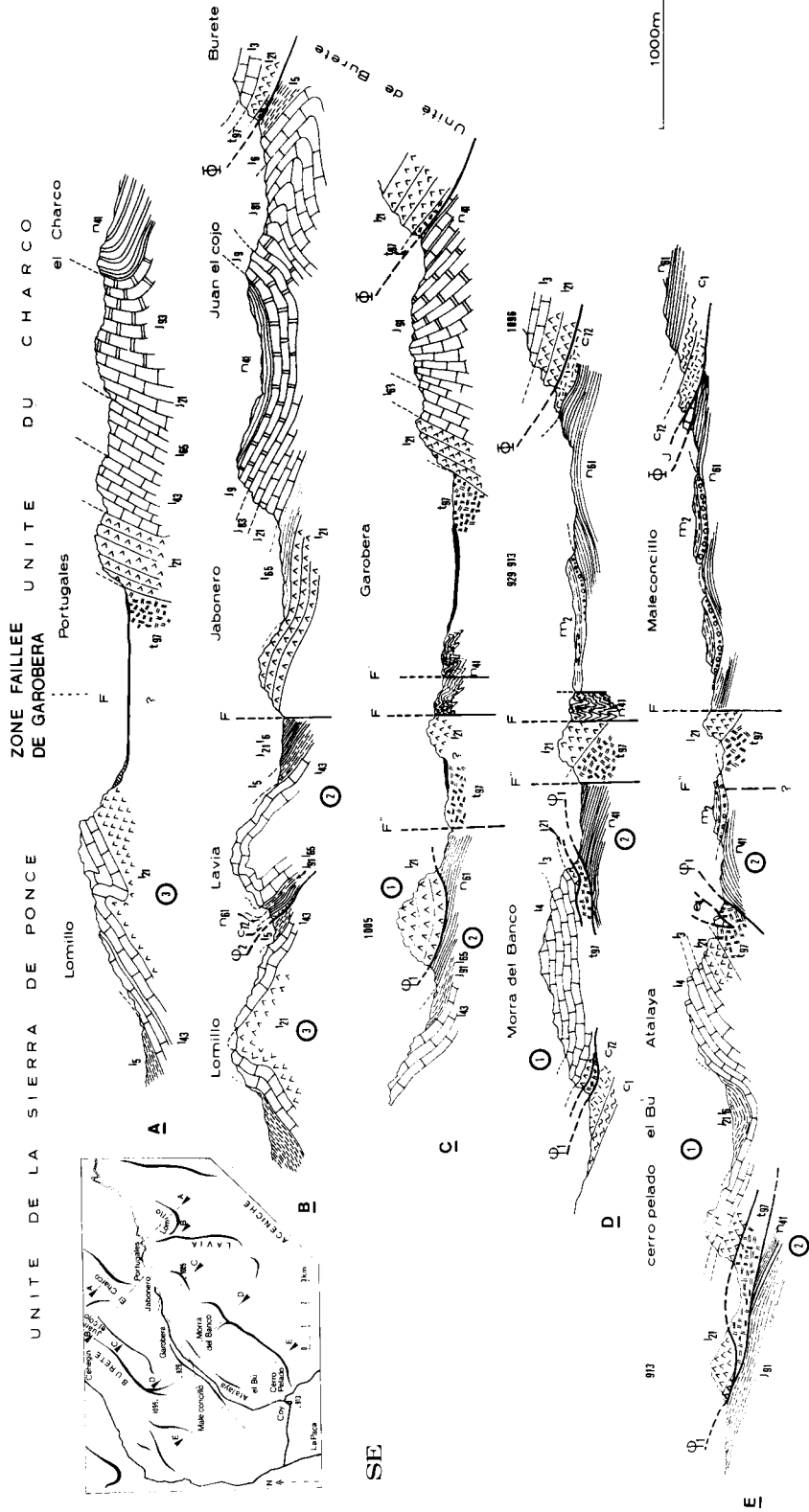
Vers le NE (coupe D, fig.147 ), les dolomies grises, les calcaires compacts et les calcaires à silex liasiques de l'Umbria et las Lomas, los Ceperos et la Morra del Banco, chevauchent, par l'intermédiaire de Trias le Crétacé supérieur de la Sierra de la Lavia. Seule, la lame de Trias se modifie du SW au NE. Faisant une centaine de mètres de large à l'E du Cerro Pelado, elle se réduit considérablement au niveau de l'Umbria de las Lomas pour prendre de nouveau une très grande extension dès le Cortijo de los Tomates. Au N de ce hameau, le Trias de base de la Sierra de Ceperos, reposant continûment sur du Crétacé supérieur, s'enrichit de son Muschelkalk (cote 935).

Au niveau de la dépression de Garobera, au NE de la Sierra de Ceperos, le contact anormal, d'orientation nord-sud, qui sépare les Sierras de Ceperos et de la Lavia, paraît buter contre les dolomies jalonnant les accidents de la zone faillée de Garobera.

#### b. Le contact septentrional de la Sierra de Ceperos

Au NW de la Sierra de Ceperos, nous avons pu découvrir en affleurement très limité, des marnes crétacées sous des calcaires à silex liasiques de la Sierra de Morro del Banco (extrémité nord-orientale de Ceperos). Nous pensons donc que la Sierra de Ceperos repose en contact anormal, au NE comme au S, sur le Crétacé appartenant au flanc nord-ouest de l'anticlinal de la Sierra de la Lavia, située plus au S. Le massif, cote 1005, 928 et 868 (coupe C fig. 147 ), et situé au NE de la Sierra de Ceperos, "flotte", en totalité, sur des marnes du Crétacé inférieur et supérieur de la série de la Lavia.

Le chevauchement de la Sierra de Ceperos (coupe B fig. 147 ) paraît s'être effectué du NW au SE sur une distance minimale de 3 km (flèche actuellement observable). Le sens du déplacement classe donc ce dispositif dans les rétrochevauchements déjà mis en évidence dans les unités situées plus au N.



c. Etude de la zone de Garobera (fig. 147) séparant l'unité du Charco au N (Sierra de Burete) et l'unité de la Sierra de Ponce au S (Sierra de Ceperos)

Cette zone déprimée revêt un grand intérêt car elle est affectée d'accidents verticaux de grande extension qui se suivent au moins jusqu'au Rio Segura, 40 km à l'E.

Cette dépression, allongée de l'W-SW à l'E-NE, est, en grande partie, comblée de Miocène supérieur post-orogénique qui s'y cantonne. La mer helvétique a donc pu emprunter un paléo-creux morphotectonique préexistant Sa largeur est de l'ordre de 1 à 2 km. Les affleurements sont discontinus mais l'observation de ce qui s'étend de part et d'autre permet de l'analyser.

147

fig. Coupes sériées dans la zone faillée de Garobera séparant les unités de la Sierra de Ponce au S et celle du Charco au N.

Coupe A : effectuée au N de l'unité de la Sierra de Ponce

Unité de la Sierra de Ponce :  $l_{2.1}$  : dolomies grises infraliasiques et liasiques ;  $l_{4.3}$  : calcaires liasiques ;  $l_5$  : marnes rougeâtres du Toarcien.

Unité du Charco :  $t_{9.7}$  : Trias marno-gypseux ;  $l_{2.1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{4.3}$  : calcaires liasiques ;  $l_{6.5}$  : calcaires pélagiques du Lias supérieur ;  $j_{2.1}$  : calcaires à silex du Dogger ;  $j_{9.3}$  : calcaires pélagiques du Malm ;  $n_{4.1}$  : marnes et marno-calcaires néocomiens.

Coupe B : effectuée au N de la Sierra de la Lavia

Unité de la Sierra de Ponce :  $l_{2.1}$  : dolomies grises infraliasiques et liasiques ;  $l_{4.3}$  : calcaires liasiques ;  $l_5$  : marnes du Toarcien ;  $j_{9.1}$  : marnes du Jurassique supérieur-moyen et du Lias supérieur ;  $n_{6.1}$  : marnes du Crétacé inférieur ;  $c_{7.2}$  : marnes du Crétacé supérieur.

Unité du Charco :  $l_{2.1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{6.5}$  : marnes de l'Aalénien-Toarcien ;  $j_{2.1}$  : calcaires à silex du Dogger ;  $j_{8.1}$  : calcaires à silex pélagiques du Malm ;  $j_9$  : marnes rouges et calcaires gris du Tithonique ;  $n_{4.1}$  : marnes du Néocomien.

Unité de Burete :  $t_{9.7}$  : marnes bigarrées du Keuper ;  $l_{2.1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_3$  : calcaires liasiques.

Coupe C : effectuée dans la terminaison septentrionale de la Sierra de Ceperos

Unité de la Sierra de Ponce :  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias ;  $l_{4,3}$  : calcaires liasiques ;  $j_{9,1}^{1,6,5}$  : marnes du Jurassique supérieur-moyen et du Lias supérieur ;  $n_{6,1}$  : marnes du Crétacé inférieur.

Zone de Garobera :  $t_{9,7}$  : marnes du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $n_{4,1}$  : marno-calcaires du Néocomien.

Unité du Charco :  $t_{9,7}$  : marnes du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies de l'Infralias et de la base du Lias ;  $l_{6,3}$  : calcaires pélagiques du Lias ;  $j_{9,1}$  : calcaires du Malm-Dogger ;  $n_{4,1}$  : marnes du Néocomien.

Unité de Burete : même légende que pour la coupe B.

Coupe D : effectuée dans la partie nord-est de la Sierra de Ceperos

Unité de la Sierra de Ponce :  $l_{2,1}$  : dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_4$  : calcaires liasiques ;  $n_{4,1}$  : marnes et marno-calcaires néocomiens ;  $c_1$  : marnes vertes de l'Albien ;  $c_{7,2}$  : marnes du Crétacé supérieur.

Zone de Garobera :  $t_{9,7}$  : marnes du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $n_{4,1}$  : marno-calcaires du Néocomien.

Unité du Charco :  $n_{6,1}$  : marnes et marno-calcaires du Néocomien et de l'Aptien ;  $c_{7,2}$  : marno-calcaires rouges du Crétacé supérieur ;

Unité de Burete : même légende que précédemment.

$m_2$  : molasses helvétiques post-orogéniques.

Coupe E : extrémité méridionale de la Sierra de Ceperos

Unité de la Sierra de Ponce :  $t_{9,7}$  : marnes du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_3$  et  $l_4$  : calcaires liasiques ;  $j_{2,1}^{1,6}$  : marnes de l'Aalénien-Dogger ;  $j_{9,1}$  : marnes du Dogger-Malm ;  $n_{4,1}$  : marnes du Néocomien.  $e_4$  : calcaires yprésiens inclus dans le Trias.

Zone de Garobera : même légende que précédemment.

Unité du Charco : J : calcaires du Jurassique moyen ;  $n_{6,1}$  : marnes et marno-calcaires du Néocomien-Barrémo-Aptien ;  $c_1$  : marnes de l'Albien ;  $c_{7,2}$  : marnes du Crétacé supérieur.

$m_2$  : molasses helvétiques.

1 : écaille de la Sierra de Ceperos	)	
2 : série de la Sierra de la Lavia	)	Unité de la Sierra de Ponce
3 : série de l'Aceniche	)	

F, F' et F'' failles verticales de la zone de Garobera

: contact anormal de rétrochevauchement, situé à la base de l'unité de Burete  
 $\phi_1$  et  $\phi_2$  : contacts de rétrochevauchements dans l'unité de la Sierra de Ponce.

D'après les profils représentés sur la figure 147, on relève :

1° au S de la zone de Garobera, respectivement du SW au NE :

- a. l'écaille de la Sierra de Ceperos (1), qui repose, suivant un contact anormal plongeant vers le NW, sur la série de la Sierra de la Lavia ;
- b. la série de la Sierra de la Lavia, de direction nord-sud, venant apparemment buter sur la zone d'accidents de Garobera. C'est un anticlinal à flanc est renversé dans sa partie méridionale, et chevauchant vers l'E dans sa partie septentrionale ;
- c. la série de l'Aceniche qui constitue l'évolution septentrionale des plis synclinaux et anticlinaux déversés vers l' E des Sierras de Ponce, Cambron et Selva, situées plus au S.

2° AU N de la zone de Garobera, continûment l'unité du Charco, comportant du SW au NE :

- . soit des marnes et des marno-calcaires du Crétacé inférieur ;
- . soit des marnes triasiques et des dolomies liasiques.

3° Entre ces deux ensembles, deux bandes de terrains limités par des failles verticales. On relève du N vers le S :

. une première bande, de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres, de marno-calcaires du Crétacé inférieur, extraordinairement broyés ; ces affleurements de direction sud ouest-nord est sont séparés des séries septentrionales de l'unité du Charco par une faille ;

. une seconde bande de quelques dizaines de mètres de dolomies de la base du Jurassique. Elles sont séparées des marnes du Crétacé inférieur, précédemment citées, par une faille verticale. Ces dolomies grises reposent en certains points, sur des marnes du Keuper. Cette bande de dolomies, parallèle aux accidents, vient se rattacher, dans la zone de los Portugales, aux dolomies de base de l'unité du Charco.

Il apparaît donc des constatations que nous venons de faire :

- a. que la zone de Garobera séparant l'unité du Charco au N de l'unité de la Sierra de Ponce au S est affectée par une série d'accidents verticaux de direction ouest-sud ouest - nord-nord est ;

b. qu'il n'y a aucune relation directe entre les éléments tectoniques situés de part et d'autre de ces accidents ;

c. que les contacts anormaux imputables aux mouvements de rétrochevauchements n'affectent pas ces accidents verticaux et viennent buter contre eux.

Nous pensons donc que la zone de Carobera est affectée par des failles récentes verticales que nous rattachons directement au réseau de failles verticales qui limitent au S la Sierra de Ricote et qui franchissent le Rio de Segura au N d'Archena, 40 km plus à l'E.

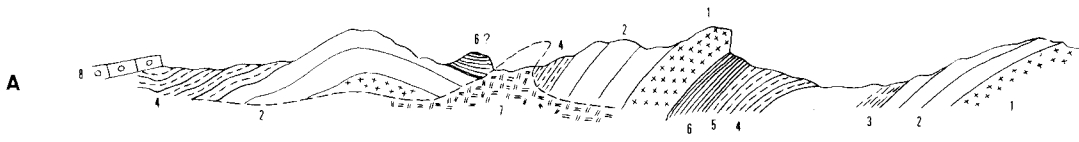
#### 4. PARTIE MEDIANE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE

##### A. La Sierra de la Lavia

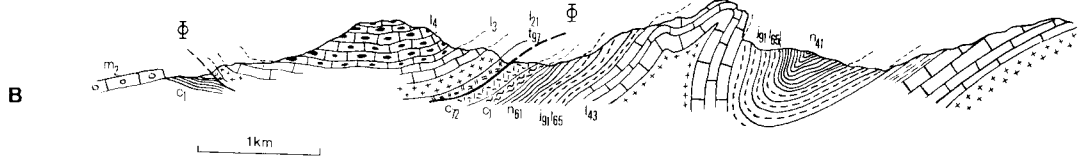
Ce massif, très bien isolé orographiquement entre les Sierras de Ceperos à l'W et de l'Aceniche à l'E, culmine à 1234 m. Il est constitué d'une série typique du Subbétique interne : dolomies et calcaires (Infralias Lias inférieur et moyen), marno-calcaires et marnes (Lias supérieur à Crétacé supérieur).

Il y a quelques années (1962), comme P. Fallot (1945) (coupe A fig. 148 ) et E. Dupuy de Lôme et E. Trigueros (1958), nous avons considéré la Sierra de la Lavia comme uniquement formée de dolomies, en position chevauchante sur un substratum marneux essentiellement crétacé.

fig. 148 Coupes structurales de la partie septentrionale de l'unité de la Sierra de Ponce : les Sierras de Ceperos, de la Lavia, et de l'Aceniche.



W NW                      CEPEROS                      LAVIA                      ACENICHE                      E SE





Coupe A : coupe figurée par P. Fallot (1945) : la Sierra de la Lavia serait totalement cisailée à la base et flotterait sur les marnes bigarrées du Keuper.

Coupe B : coupe des Sierras de Ceperos, de la Lavia et de l'Aceniche, d'après nos observations.

écaïlle de la Sierra de Ceperos :  $t_{9,7}$  : marnes du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_3$  : calcaires liasiques ;  $l_4$  : calcaires à silex liasiques.

séries de la Sierra de la Lavia et de l'Aceniche :  $l_{2,1}$  : dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{4,3}$  : calcaires liasiques ;  $j_{9,1}, l_{6,5}$  : marnes de l'Aalénien-Dogger-Malm ;  $n_{6,1}$  : marnes et marno-calcaires du Néocomien-barrémien-Aptien ;  $c_1$  : marnes de l'Albien ;  $c_{7,2}$  : marnes du Crétacé supérieur ;

La Sierra de la Lavia, en réalité, n'est pas chevauchante, du moins l'essentiel. Deux coupes est-ouest (fig. 149) révèlent, en effet, qu'il s'agit d'un pli anticlinal aigu, d'axe nord-sud, dont le flanc oriental est renversé. Néanmoins, lorsqu'on parcourt ce flanc, on peut conclure à un déplacement relatif des masses calcaires par rapport aux marnes, ayant pour conséquence une réduction, à l'affleurement, de la masse marneuse. Une telle disharmonie s'accroît dans la partie septentrionale (coupe B fig.149 ). On constate, en effet, que les calcaires du Lias du flanc inverse chevauchent vers l'E une série normale du Crétacé inférieur et supérieur, considérablement étirée.

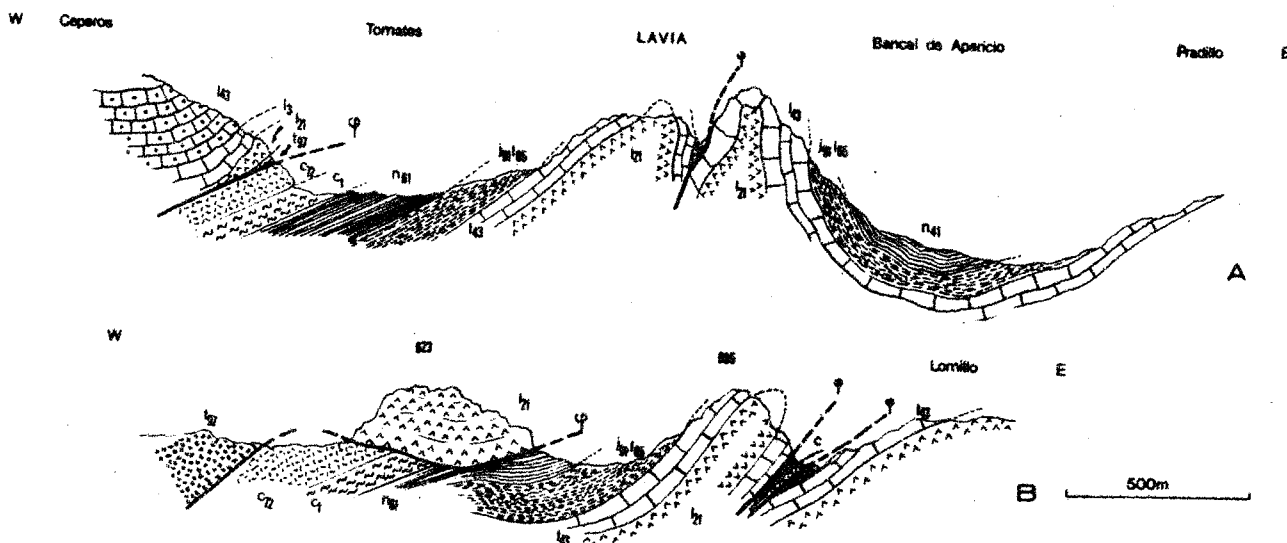


fig. 149 Coupes de la Sierra de la Lavia.

Coupe A : partie septentrionale :

écaïlle de la Sierra de Ceperos :  $t_{9.7}$  : marnes du Keuper ;  $l_{2.1}$  : dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_3$  : calcaires liasiques ;  $l_{4.3}$  : calcaires à silex liasiques.

série de la Lavia :  $l_{2.1}$  : dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{4.3}$  : calcaires liasiques ;  $j_{9.1}l_{6.5}$  : marnes du Lias supérieur-Dogger-Malm ;  $n_{4.1}$  : marnes et marno-calcaires du Néocomien ;  $n_{6.1}$  : marnes du Néocomien-Barrémien-Aptien ;  $c_1$  : marnes albiennes ;  $c_{7.2}$  : marnes du Crétacé supérieur.

Coupe B : partie méridionale : même légende que pour la coupe A.

Les reliefs de la Sierra de la Lavia, orientés nord-sud, se terminent brutalement, au N, au contact de la zone faillée de Garobera, au niveau de la Casa del Ginete (coupe B fig. 148 ).

B. La zone de l'Aceniche, située entre les Sierras de la Lavia et de Ponce.

La partie sud-occidentale de la dépression de l'Aceniche correspond à la série marneuse jurassique et crétacée, à pendage NW faible, du flanc occidental de l'anticlinal de la Sierra de Ponce. Cette dépression, large de 7 km au niveau de Coy, se rétrécit considérablement vers l'E, au pied de la Sierra de la Lavia (Bancal de Aparicio, coupe A fig. 149 ). Les marnes jurassiques, au coeur du synclinal séparant les anticlinaux de la Lavia et de Ponce, affleurent sur une largeur d'à peine 1500 m.

Le massif calcaire et dolomitique de l'Aceniche-Lomillo est ployé en dôme et entouré de ce fait au S (Aceniche) comme à l'E (Ucenda de Arriba) par des dépressions marneuses (essentiellement du Lias supérieur et du Dogger). Le massif du Lomillo s'enfonce sous le flanc oriental renversé et localement

chevauchant de l'anticlinal de la Lavia (coupe B fig. 149). Au N, les dolomies grises de la Parihuela (N du massif de l'Aceniche) dominant la vallée du Rio de Mula, totalement colmatée par les alluvions (Fuente de Mula) (coupe A, 147).

##### 5. PARTIE SUD-ORIENTALE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE

La partie sud-orientale de l'unité de la Sierra de Ponce est un vaste massif ininterrompu, de plus de 20 km de long, orienté du N vers le S. Une seule entaille importante le traverse de part en part : il s'agit de l'entaille du Madroño, située dans la partie méridionale du massif. Elle permet de passer facilement de la région de Zarzadilla de Totana, sur le flanc est du massif, à celle d'Aviles, située au SW de la dépression de l'Aceniche.

Cette zone se présente comme un vaste pli anticlinal à flanc oriental renversé. L'entaille du Madroño permet d'évaluer le renversement. L'entaille du Madroño (el Frailecico) est un regard tectonique. En effet, les dolomies grises liasiques, en série normale, reposent, par l'intermédiaire de Trias, sur une série marneuse inverse de Jurassique moyen et supérieur et de Crétacé.

Le chevauchement du flanc normal de l'anticlinal de Ponce sur le flanc inverse, évident dans cette dépression du Madroño, l'est beaucoup moins plus au N, dans la Sierra de Ponce au niveau des Mines de Zarzadilla de Totana. On n'y observe, en effet, qu'un pli anticlinal dont le flanc

oriental est totalement renversé. Heureusement, un profond ravin nord-sud, se terminant au Collado del Sudador, permet d'observer sous les dolomies chevauchantes du flanc occidental une série verticalisée jurassique, en regard.

Nous examinerons la partie orientale de l'unité de la Sierra de Ponce du S vers le N :

#### A. La Sierra del Madroño (fig. 150 )

La Sierra del Madroño est une masse essentiellement de Lias dolomitique reposant par l'intermédiaire de marnes triasiques sur une série marneuse en position renversée. Le chevauchement est nettement visible à partir du Cortijo del Madroño de Abajo sur plusieurs kilomètres. A l'W, vers les Cortijos, les marnes chevauchées sont généralement de l'Albien ou du Crétacé supérieur (coupes A et B, fig. 150 ). A l'E, par contre, ce sont les marnes de l'Aalénien-Dogger et du Lias supérieur (coupe B fig.150 ) qui supportent les dolomies. Ces termes inférieurs marneux, sont considérablement écaillés puisque le Dogger-Malm du Frailecico repose directement sur le Crétacé supérieur (pied de la cote 1057, coupe B fig.150 ).

Au N du Madroño par contre, le contact se fait entre Lias dolomitique normal (cote 1225) et Dogger-Malm marneux.

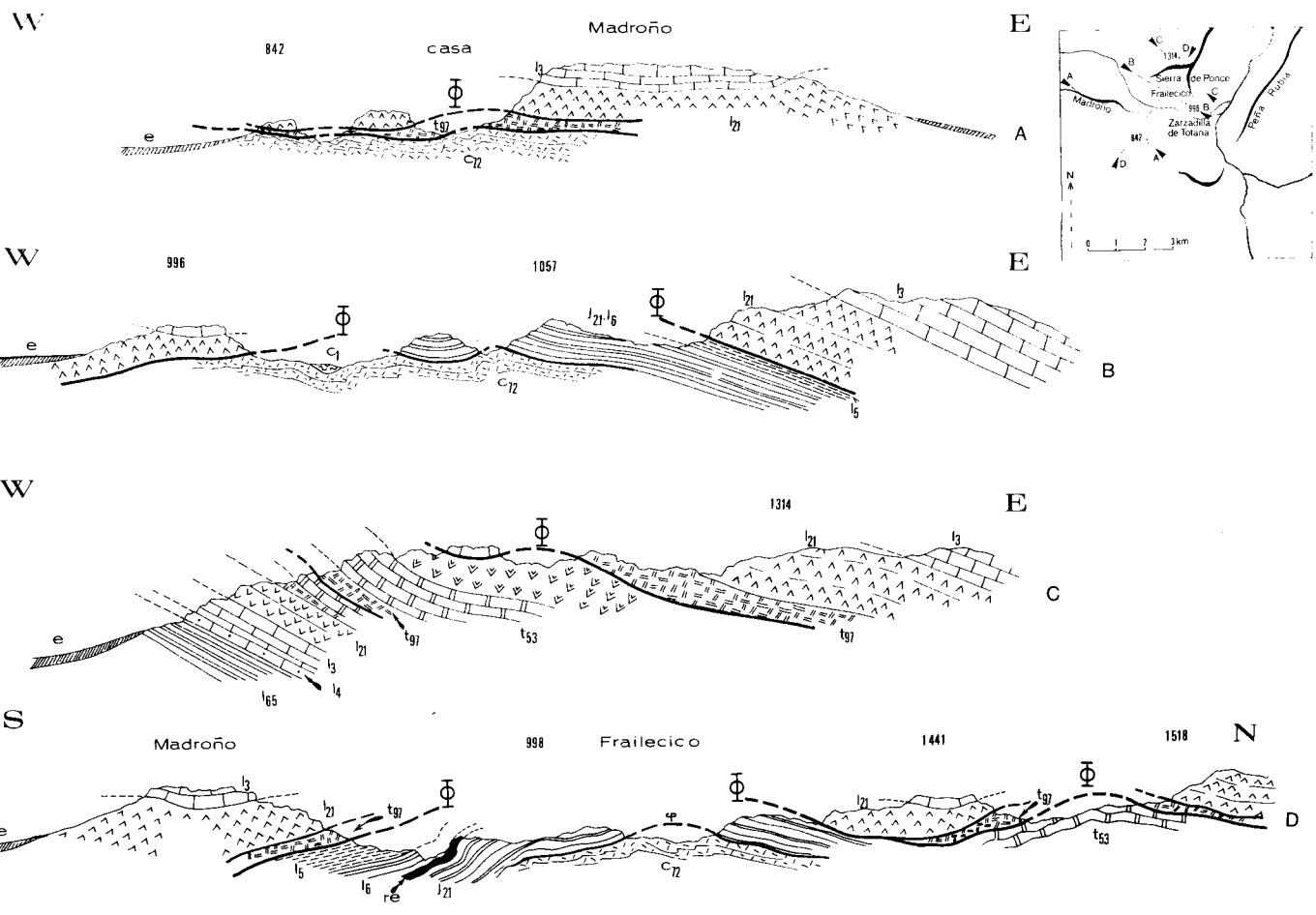
fig: 150 Coupes sériées dans les Sierras del Madroño et de Ponce : extrémité sud-occidentale de l'unité de la Sierra de Ponce.

Coupe A : la Sierra del Madroño

t<sub>9.7</sub> : marnes bigarrées à gypse du Keuper ; l<sub>2.1</sub> : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; l<sub>3</sub> : calcaires liasiques ; c<sub>7.2</sub> : marnes et marno-calcaires du Crétacé supérieur.

Coupe B : El Frailecico (coeur de la dépression del Madroño)

l<sub>2.1</sub> : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; l<sub>3</sub> : calcaires liasiques ; l<sub>5</sub> : marnes rougeâtres du Toarcien ; j<sub>2.1</sub> l<sub>6</sub> : marnes grises de l'Aalénien-Dogger ; c<sub>1</sub> : marnes vertes albiennes ; c<sub>7.2</sub> : marnes et marno-calcaires du Crétacé supérieur.



BUS  
L'ILE

Coupe C : la Sierra de Ponce

$t_{5.3}$  : calcaires et dolomies du Muschelkalk ;  $t_{9.7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper ;  $l_{2.1}$  : dolomies grises de l'Infraliás et de la base du Lias inférieur ;  $l_3$  : calcaires liasiques ;  $l_4$  : calcaires marno-gréseux du Domérien ;  $l_{6.5}$  : marnes du Lias supérieur.

Coupe D : les Sierras del Madrono, de Frailecico et de Ponce

$t_{9.7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper ;  $l_{2.1}$  : dolomies grises de l'Infraliás et de la base du Lias ;  $l_3$  : calcaires liasiques ;  $l_5$  : marnes rougeâtres du Toarcien ;  $l_6$  : marnes grises de l'Aalénien ; re : roche éruptive de la limite Aalénien-Dogger ;  $j_{2.1}$  : marnes grises du Dogger ;  $c_{7.2}$  : marnes du Crétacé supérieur ;  $t_{5.3}$  : calcaires du Muschelkalk.

e : éboulis consolidés ;  $\Phi$  : contact anormal majeur ;  $\phi$  : contact anormal mineur.  
re : roche éruptive de la limite Aalénien-Dogger.

### B. La Sierra de Ponce

La Sierra de Ponce (coupe C, fig. 150) a une extension assez limitée sur la carte topographique au 50.000e. Elle se situe au NW du village de Zarzadilla de Totana. On peut y accéder assez facilement par une série de chemins muletiers qui aboutissent tous aux mines de Plomb, actuellement désaffectées, installées dans les dolomies minéralisées du Muschelkalk, au sommet de la Sierra. Dès le lieu dit "Puerta de la Gaeria", en escaladant la montagne vers les mines, on observe une zone d'éboulis (e) laissant apparaître des marnes et des marno-calcaires du Toarcien-Aalénien renversées. ( $l_{6.5}$ ) (les marnes jaunâtres du Toarcien reposent sur l'ensemble marneux gris de l'Aalénien-Dogger).

La suite de la série est également renversée. On relève, en effet, successivement :

- . les calcaires gréseux du Domérien ( $l_4$ ),
- . les calcaires du Lias inférieur ( $l_3$ ),

- . les dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ( $l_{2.1}$ ).

Dans la zone des mines de Plomb, affleure le Trias, au coeur de l'anticlinal. Ses différents termes sont écaillés ; de bas en haut, on observe :

- . des marnes bigarrées du Trias supérieur ( $t_{9.7}$ ),
- . des calcaires à vermiculations du Muschelkalk ( $t_{5.3}$ ),
- . une masse importante (100 m au moins) de dolomies grises minéralisées.

Ces trois premiers termes triasiques sont renversés.

Sur les dolomies, viennent soit des marnes bigarrées du Keuper, ( $t_{9.7}$ ), soit des calcaires à vermiculations ( $t_{5.3}$ ), en position normale cette fois, appartenant au flanc normal de l'anticlinal de Ponce. Vient ensuite la série jurassique normale, formée de dolomies et de calcaires liasiques ( $l_{2.1}$  et  $l_3$ ).

A première vue, en allant de l'W à l'E, on traverserait le flanc inverse puis le flanc normal de l'anticlinal de Ponce. Le flanc normal est, en réalité, chevauchant. Ce contact anormal ( $\Phi$ ) qui le sépare de la série inverse doit constituer la réapparition de celui rencontré dans la Sierra del Madrono (coupes A et B fig. 150). Le chevauchement n'est pas évident dans la zone des mines. On peut néanmoins déceler un écaillage local faisant reposer par exemple les dolomies liasiques directement sur les dolomies du Muschelkalk sans l'intermédiaire de Keuper.

Un peu plus à l'W, dans le ravin montant de Zarzadilla de Totana, au Collado del Sudador, on voit très clairement le chevauchement des dolomies du flanc normal sur la série jurassique du flanc inverse. L'amplitude du chevauchement est faible, de l'ordre de 1000 m. Nous verrons que la prolongation septentrionale de l'anticlinal montre le flanc normal se pliant vers l'E sans cisaillement, pour passer progressivement au flanc oriental renversé.

### C. Les Sierras de Cambrón et de Selva

La structure de la plus grande partie de la masse calcaire et dolomitique de l'unité de la Sierra de Ponce est simple.

Au S, nous avons vu que la Sierra de Ponce est ployée en anticlinal, d'axe nord-sud, à flanc oriental renversé vers l'E.

Un peu plus au N, dans les Sierras de Cambrón et de Selva, cet anticlinal se développe, avec son flanc occidental normal auquel succède, vers l'E, le flanc oriental renversé. Dans la partie septentrionale de la Selva, l'anticlinal simple de Ponce se dédouble et on observe de ce fait, en allant d'W en E, l'anticlinal du Pradillo, le synclinal de Lomo Prieto et l'anticlinal de Selva. Les déversements s'effectuent toujours vers l'E.

Nous figurerons ces structures plus loin dans l'étude du bor oriental de l'unité de la Sierra de Ponce.

## 6. LE SUBBETIQUE AU NW DE LA "ZONE-LIMITE" DU RIO DE PLIEGO

### A. Introduction et historique

La partie orientale de l'unité de la Sierra de Ponce revêt une importance capitale. Quelques kilomètres seulement la séparent, en effet,



du Bétique de la Sierra de España. D'W en E, après avoir quitté les puissants reliefs dolomitico-calcaires de la Sierra de Ponce, on accède à une zone déprimée, essentiellement marneuse, dans laquelle chemine la route de Bullas à Lorca. Vient ensuite un long relief calcaire, parallèle aux Sierras de Ponce, Cambron et Selva, formé de calcaires nummulitiques ; ce massif, au niveau de Zarzadilla de Totana, s'appelle la Peña Rubia.

A l'E de ce relief continu, s'étend la vaste dépression du Rio Pliego, comblée essentiellement de marnes oligocènes et burdigaliennes : cette dépression représente la "zone-limite" qui unit, nous le verrons plus loin, le Subbétique au Bétique de Malaga. Limitant au S cette vallée, se dressent les reliefs calcaires de l'Oligocène (transgressif sur le Bétique de Malaga).

Nous examinerons maintenant les conclusions tectoniques auxquelles P. Fallot était arrivé.

1. P. Fallot a, tout d'abord très bien reconnu l'allure anticlinale avec renversement du flanc oriental des Sierras de Ponce, de Selva et de Cambron. Le contact du Jurassique avec sa couverture crétacée lui paraît, fort justement, normal au N de l'unité alors que, dans la zone del Madroño, au S, il est chevauchant, comme nous l'avons figuré (coupes A, B et D, fig. 150 ). Dans son évolution vers l'E, ce contact serait chevauchant sur d'étroites écaillés d'"Aquitaniens" calcaire.

2. P. Fallot pensait que la couverture nummulitique de la Sierra de Ponce était essentiellement formée d'un Eocène (Lutétien) qu'il rapprochait étroitement du Lutétien de la Sierra de España. En admettant cette homologie, il reconnaissait que le fait de placer un contact anormal majeur entre le Subbétique et le Bétique de Malaga était controuvé.

3. P. Fallot voyait, traduites dans la Sierra de Ponce, des poussées dirigées vers l'E-SE, c'est-à-dire en sens opposé à celui des mouvements observés dans les autres parties du Subbétique. Il les attribuait à des phénomènes locaux reproduisant ceux décrits ailleurs par M. Blumenthal sous le nom de poussées antibétiques (1935).

4. Se basant sur des observations faites dans la zone du Cortijo del Frances et dans le Castellar de Bullas, P. Fallot pensait que le paroxysme orogénique était postérieur au dépôt des calcaires "aquitaniens" (Cortijo del Frances) et antérieur au dépôt des grès du Castellar de Bullas qu'il rattachait au Burdigalien.

Nos conclusions stratigraphiques et tectoniques sont notablement différentes de celles de P. Fallot. Ceci est dû surtout aux observations stratigraphiques plus précises que nous avons pu réaliser dans les niveaux tertiaires grâce aux progrès de la Micropaléontologie.

Rappelons, en effet, que sur la série marneuse de la Sierra de Ponce (Lias supérieur à Crétacé supérieur), on observe, dans la partie orientale de l'unité :

1. un Eocène moyen très réduit (Lutétien inférieur et moyen);
2. l'Auversien-Eocène supérieur, post-nappe car transgressif sur des imbrications malagaises et sur la partie interne du Subbétique,
3. l'Oligocène basal fait d'une alternance de calcaires marneux gris et de marnes grises (sédiments de très faible profondeur),
4. l'Oligocène calcaire, faiblement discordant, à Lépidocyclines et Nummulites,
5. l'"Aquitarien" discordant à Lépidocyclines et Miogypsinidés,
6. Le Burdigalien marneux.

A la lumière de ces données stratigraphiques nouvelles, il résulte que :

. la série que P. Fallot attribuait à l'Eocène et qu'il comparait à l'Eocène authentique du Betique de Malaga, appartient, en fait, à l'Oligocène. La similitude des faciès est une simple convergence ;

. sur la transversale de la Sierra de Ponce, il ne semble pas que l'on puisse placer le paroxysme tectonique entre l'"Aquitarien" et le Burdigalien. "Aquitarien" et Burdigalien appartiennent ici, en effet, à une même série transgressive qui débute à l'Eocène supérieur.

Nous étudierons les dispositifs tectoniques à l'E de l'unité de la Sierra de Ponce en allant du S vers le N. Nous conserverons les mêmes

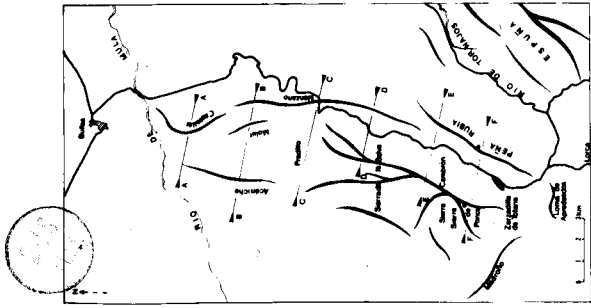
grandes subdivisions que P. Fallot a utilisées (1945, p. 249-257).

B. Bord oriental de l'unité de la Sierra de Ponce, immédiatement au N de Zarzadilla de Totana, au niveau de la Peña Rubia (coupe F, fig. 151)

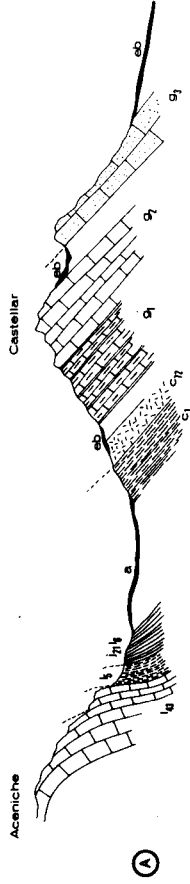
Le village de Zarzadilla de Totana est situé dans une dépression, couverte par les éboulis et les alluvions, qui sépare les reliefs de la Sierra de Ponce à l'W de ceux de la Peña Rubia à l'E. La route de Lorca-Bullas traverse le chaînon de la Peña Rubia, entre les massifs de la Loma de Apedreadores et de las Burras, et chemine vers le N au fond de cette dépression.

A l'W de la route, entre les km 29 et 31, la Sierra de Ponce, nous l'avons vu (coupe F fig. 150 ), est un anticlinal dont le flanc occidental normal, chevauche le flanc oriental renversé (ravin del Collado del Sudador) (coupe D fig. 151 ). Entre la Sierra de Ponce et la Peña Rubia, on peut observer sur la pente, au pied de la Sierra de Ponce, quelques affleurements de marnes du Jurassique et du Crétacé de ce flanc inverse.

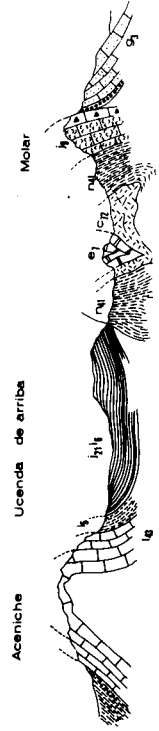
A l'E de la route, on n'observe pas le soubassement de la série nummulitique de la Peña Rubia qui présente un pendage subvertical sur son flanc ouest. Cette série, formée de calcaires marneux de l'Oligocène inférieur est ainsi ployée en synclinal (fig. 151 coupes E et F). Le flanc est étant plus ou moins horizontal et complet, on y observe, entre l'Oligocène et le soubassement crétacé, l'Eocène supérieur.



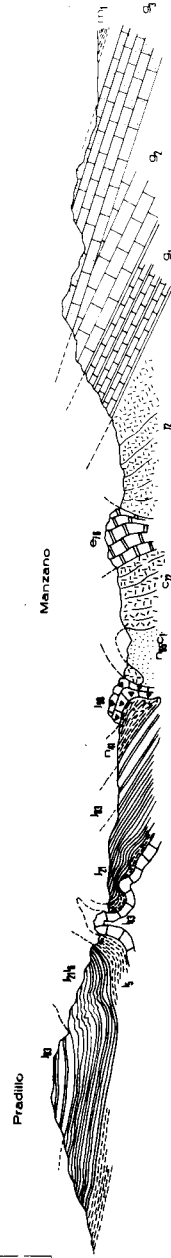
W



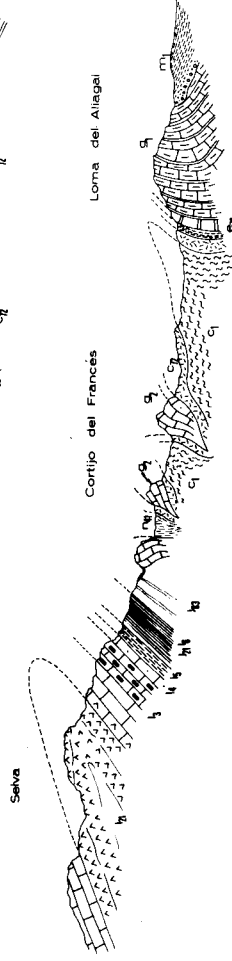
(A)



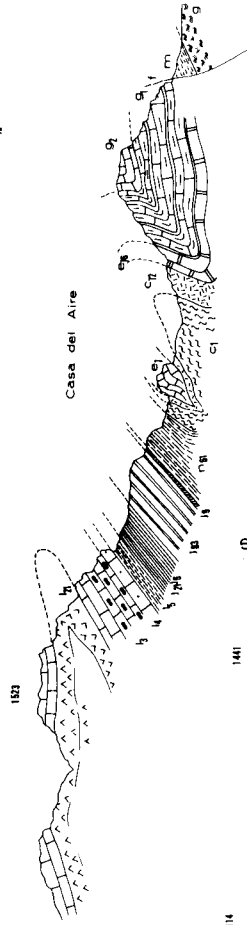
(B)



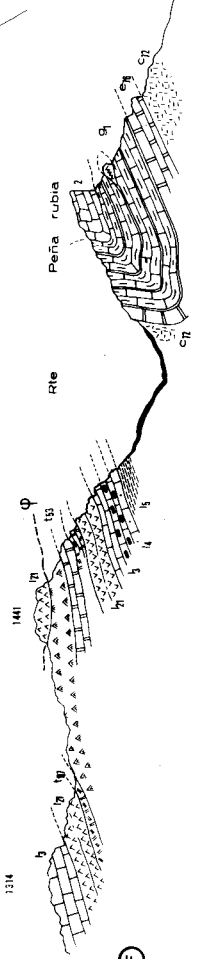
(C)



(D)



(E)



(F)

500m

E

C. Bord oriental de l'unité de la Sierra de Ponce, au niveau de la Sierra de Cambron et des Casas de los Perales et del Aire.

La route de Bullas qui chemine du S vers le N, entre les massifs jurassiques à l'W et le chaînon nummulitique à l'E, s'élève lentement, de Zarzadilla de Totana jusqu'à un col situé au niveau des Casas de las Perales et del Aire (km 33). C'est en ce point que nous effectuerons une seconde coupe, de la Sierra de Cambron (1523 m) jusqu'au bord du massif du Calvillo, dans la "zone-limite" du Rio de Pliego (coupe E, fig. 151 ).

fig.151 Coupes sériees du bord oriental de l'unité de la Sierra de Ponce au contact de la "zone-limite" du Rio de Pliego.

$t_{5,3}$  : calcaires à vermiculations du Muschelkalk ;  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies et calcaires dolomitiques gris de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_3$  : calcaires à Crinoïdes, calcaires à Mytilidés et calcaires à silex du Lias inférieur ;  $l_{4,3}$  : calcaires compacts blancs du Lias ind. ;  $l_4$  : calcaires marno-gréseux du Domérien ;  $l_5$  : marnes jaunâtres du Toarcien ;  $j_{2,1}l_6$  : marnes et marno-calcaires gris de l'Aalénien-Dogger ;  $j_{8,3}$  : marnes et marno-calcaires du Jurassique supérieur ;  $j_{9,3}$  : calcaires rouges du Kiméridgien-Tithonique ;  $j_9$  : marnes rouges du Tithonique ;  $n_{4,1}$  : marnes et marno-calcaires gris-vert du Néocomien ;  $n_{6,1}$  : marnes du Néocomien-Barrémien-Aptien ;  $n_{6,5}c_1$  : marnes gréseuses très glauconieuses de l'Albo-Aptien ;  $c_1$  : marnes vertes très sombres de l'Albien ;  $c_{7,2}$  : marnes et marno-calcaires du Crétacé supérieur ;  $e_{7,6}$  : calcaires de l'Éocène supérieur ;  $g_1$  : calcaires marneux gris et marnes grises de l'Oligocène inférieur ;  $g$  : marnes ocres de l'Oligocène ;  $g_2$  : calcaires à Lépidocyclines ;  $g_3$  : calcaires à Lépidocyclines et Miogypsinidés de l'Aquitaniens ;  $m_1$  : marnes vertes burdigaliennes ; eb : éboulis ; e : alluvions.

Cette coupe permet une observation ininterrompue de toute la série de l'Infralias jusqu'au Nummulitique le plus récent.

A l'W, la Sierra de Cambron est ployée en anticlinal à flanc oriental renversé. Tous les termes du Jurassique sont présents ; la série renversée s'enrichit en marnes du Crétacé. A ce pli anticlinal, succède un synclinal très écrasé. En son coeur subsiste un lambeau de calcaires "aquitaniens" ( $g_3$ ), transgressifs sur les couches marneuses du Crétacé supérieur. vient ensuite un anticlinal dont le coeur est occupé par des marnes vert-foncé de l'Albien ( $c_1$ ), à partir de la Casa del Aire.

Vers l'E, enfin, on observe un dernier synclinal à flanc ouest vertical, essentiellement occupé, par les calcaires oligocènes formant la Sierra de la Peña Rubia.

Au niveau de la Sierra de Cambron, on ne constate aucun déplacement important du flanc normal du pli anticlinal de Ponce sur son flanc inverse oriental ; seule, la réduction relative d'épaisseur de la série marneuse jurassique et crétacée traduit un écrasement des séries du flanc inverse.

D. Bord oriental de l'unité de la Sierra de Ponce, au niveau du Cortijo del Frances (coupe D, fig. 151 )

C'est sur une telle coupe que P. Fallot (1945, p. 255) a basé ses hypothèses. Nous commenterons très brièvement ses conclusions ; la Sierra de la Selva, prolongation septentrionale de celle de Ponce et de Cambron, serait ployée en un anticlinal dont le flanc oriental chevaucherait une écaille de calcaires "aquitaniens". A l'E de cette écaille, se développerait un anticlinal pincé, à coeur de marnes jurassiques. Son flanc oriental s'enrichirait de marnes crétacées et de calcaires lutétiens (prolongation des calcaires de la Peña Rubia).

Les observations que nous avons pu effectuer sont différentes. D'W en E, on relève successivement :

- a. le flanc normal de l'anticlinal de Ponce (dolomies  $l_{2.1}$  et calcaires  $l_3$ ) ;
- b. le flanc inverse, constitué de dolomies et de calcaires dolomitiques ( $l_{2.1}$ ), de calcaires ( $l_3$ ), de calcaires à grain fin ( $l_4$ ) ; vient ensuite une série de marnes et de marno-calcaires débutant par des marnes jaunâtres

du Toarcien, suivies de marnes grises du Dogger-Malm ( $j_{8.3}$  et  $j_{2.1}^{16}$ ). Le versant de la montagne est très couvert par les éboulis. On ne peut affirmer que tous les termes du Malm-Crétacé inférieur sont représentés. Avant d'atteindre la route, on relève, dans les marnes, des îlots de calcaires en forme de coins que l'on est tenté de rapporter, comme l'a fait P. Fallot, à des écailles tectoniques. Le contact de ces calcaires avec les marnes qui les enveloppent est sûrement disharmonique ; nous sommes, en effet, dans le flanc inverse du pli couché de Ponce. Nous avons pu mettre en évidence deux types de "coins" :

1. des calcaires à Algues de l'Eocène supérieur ( $e_{7.6}$ ),
2. des calcaires à Lépidocyclines et Miogypsinidés de l'"Aquitainien" associés à des calcaires gréseux ( $g_3$ ).

Ces "coins" sont situés dans les marnes du Crétacé supérieur et non au sein des marnes jurassiques. L'Eocène et l'Oligocène qui les constituent sont vraisemblablement transgressifs sur ce Crétacé supérieur.

Entre la zone du Cortijo del Frances et celle du Manzano, la partie orientale de l'unité de la Sierra de Ponce montre des complications tectoniques importantes dans la région de los Gavilanes. Nous verrons plus loin (fig. 152 et 153 ) le détail des structures.

#### E. Bord oriental de l'unité de la Sierra de Ponce, au niveau du Pradillo et du Manzano (coupe C fig. 151 )

La structure du bord oriental de l'unité de la Sierra de Ponce se modifie considérablement, au N de la zone de los Gavilanes que nous étudierons un peu plus loin.

Nous effectuerons une coupe qui débute dans la dépression de l'Aceniche à l'W et qui emprunte le ravin du Manzano jusqu'à la route de Bullas-La Paca (coupe C, fig. 151 ) et (fig. 106 ).

La zone du Pradillo (cotes 1012-1001) est formée d'une série sub-horizontale de marnes toarciennes ( $l_5$ ), de marnes et de marno-calcaires du Dogger-Malm ( $j_{2,1}l_6$  et  $j_{8,3}$ ) ; à l'E du Pradillo, de la Casa forestal del Manzano à la Casa de Francho, le bord du massif est ployé en un anticlinal pincé, allongé, mais de faible extension où l'on decèle une extrusion des calcaires liasiques ( $l_{4,3}$ ) au sein de leur couverture marneuse toarcienne ( $l_5$ ). On retrouve, à l'E, le flanc oriental de cet anticlinal, formé de marnes et de marno-calcaires du Dogger-Malm. A une centaine de mètres à l'W de la Casa del Manzano, on observe quelques mètres de calcaires bréchiqes rouges du Kiméridgien-Tithonique qui reposent à l'W sur des marnes à Radiolaires ( $n_{4,1}$ ) et à l'E sur des marnes à Rosalines du Crétacé supérieur ( $c_{7,2}$ ).

Malgré la présence de ces calcaires rouges du Malm supérieur, représentant très vraisemblablement une variation latérale de faciès des séries marneuses jurassiques, il ne semble pas, sur le terrain, qu'un contact anormal majeur sépare ces deux séries jurassiques et crétacées. Une variation de faciès peut expliquer la position disharmonique des calcaires du Kiméridgien-Tithonique.

Vers l'E, on retrouve la série crétacée, apparemment complète, avec des calcaires de l'Eocène supérieur pincés dans un synclinal aigu. Il faut noter sur cette coupe la présence, dans l'Albo-Aptien, de marnes gréseuses très glauconieuses. Plus à l'E, les termes oligocènes viennent en transgression, reposant en discordance nette sur les marnes crétacées.

F. Bord oriental de la Sierra de Ponce, au niveau de l'Aceniche et del Molar  
(coupe B fig. 151 )

3 kilomètres au N de la coupe (C) du Manzano, on retrouve une structure fort semblable.



Les marnes du Dogger ( $j_{2.1}^{16}$ ) chevauchent sur l'E le Crétacé inférieur marneux. On retrouve, pincé dans le Crétacé supérieur, un "coin" d'Eocène calcaire ( $e_7$ ). Vers l'E, on relève une série presque verticale légèrement renversée. vers l'W, formée de marnes à Rosalines, de marno-calcaires du Crétacé inférieur ( $n_{4.1}$ ) et de calcaires noduleux rouges du Tithonique ( $j_9$ ). Sur ces calcaires renversés, viennent en transgression des calcaires molassiques de l'"Aquitaniien" ( $g_3$ ).

G. Bord oriental de l'unité de la Sierra de Ponce au niveau du Castellar de Bullas (coupe A fig. 151 )

Cette coupe, malgré les alluvions voilant les fonds marneux, paraît être la plus simple. Elle se présente comme une série monoclinale débutant dans le Lias moyen ( $l_{4.3}$ ) et se terminant dans l'"Aquitaniien" ( $g_3$ ).

H. Conclusions à l'étude du bord oriental de l'unité de la Sierra de Ponce

Les mouvements ayant affecté la partie orientale de l'unité de la Sierra de Ponce sont dirigés de l'W NW à l'E SE.

Leur amplitude peut être assez forte puisqu'ils sont responsables :  
. de la structure anticlinale renversée des Sierras de Ponce, Cambron et Selva ;

. du chevauchement du flanc normal sur le flanc inverse , du pli couché de Ponce; le déplacement est important au S de l'unité, puisqu'il atteint au moins 3 km dans l'entaille du Madrono.

On assiste à des phénomènes disharmoniques, à des étirements et à des chevauchements locaux dans la couverture marneuse de la partie septentrionale de l'unité.

## 7. LA ZONE DE LOS GAVILANES

Entre la région du Cortijo del Frances (coupe D fig. 151 ) et celle du Manzano de Arriba (coupe C fig. 151 ), s'étend une zone complexe, très particulière. Sous les calcaires liasiques du flanc oriental renversé de l'anticlinal de Ponce, vient en effet, se placer une série d'écailles formées de Jurassique, dolomitique et calcaire, et de Crétacé inférieur marneux. Ces écailles, comportant des calcaires rouges "ammonitico-rosso" du Kiméridgien-Tithonique, ne peuvent passer inaperçues. Une exploitation de marbres s'est d'ailleurs installée dans la partie basse du Barranco de los Gavilanes, à l'W du Cortijo de la Posadilla (fig. 152 ), tirant des écailles de los Gavilanes des dolomies grises bréchoïdes, des calcaires oolitiques blancs et des calcaires bréchiques rouges.

Nous étudierons en détail cette région.

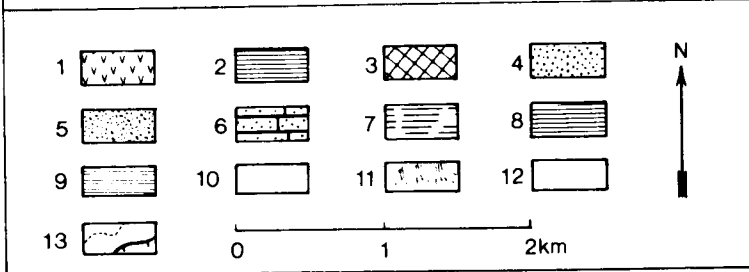
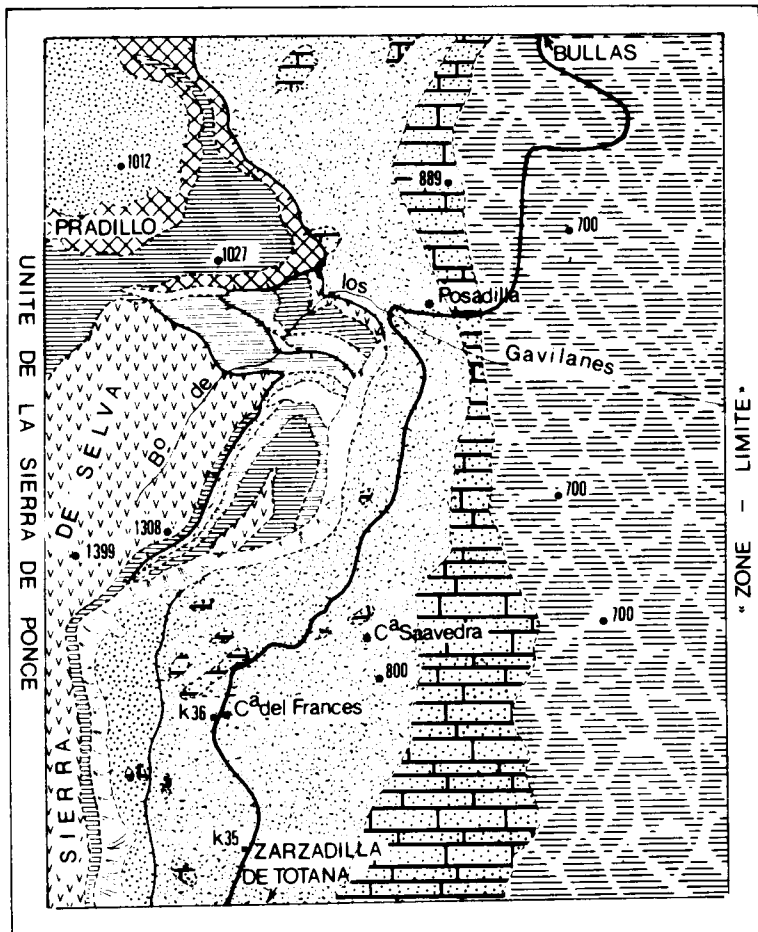


Fig. 152 Carte géologique schématique de la zone de Los Gavilanes (bord oriental de l'unité de la Sierra de Ponce.

1. dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inf.
2. Calcaires liasiques
3. Marnes toarciennes
4. marnes de l'Aalénien-Dogger-Malm
5. marnes crétacées
6. série calcaire oligocène
7. marnes vertes burdigaliennes
8. calcaires liasiques et jurassiques des écailles de los Gavilanes
9. calcaires noduleux rouges du Kiméridgien-Tithonique des écailles de los Gavilanes
10. marnes vertes du Néocomien des écailles de los Gavilanes
11. éboulis
12. alluvions
- 13 a. contact anormal
- 13 b. contact stratigraphique.

#### A. Situation et Généralités

La région de los Gavilanes se situe au N de la Sierra de la Selva et à l'W de la route Bullas-La Paca.

Au N du Cortijo del Francés et sur le flanc oriental de la montagne, apparaissent des masses calcaires formant les écailles de los Gavilanes. A première vue, cette série paraît se situer, à l'W sous les calcaires liasiques renversés de l'anticlinal de Ponce, et à l'E sur les marnes crétacées, couverture du flanc

oriental de cet anticlinal. Si cette dernière superposition n'est pas évidente dans la partie méridionale des écailles, elle l'est au N, dans le ravin de los Gavilanes.

### B. Etude de détail

Nous effectuerons trois coupes dans ces écailles, du S vers le N :

#### a. Coupe de la Casa de Saavedra (coupe C fig. 153 )

Cette coupe débute à l'W dans l'anticlinal liasique de Ponce.

On observe successivement d'W en E :

- . le flanc inverse, essentiellement à matériel liasique, de l'anticlinal de Ponce ;

- . ce flanc chevauche vers l'E suivant un contact anormal  $\phi$ , non jalonné de Trias, une série normale, jurassique et crétacé (écaille de los Gavilanes) ;

- . une série de plis synclinaux et anticlinaux très serrés dans les marnes crétacées, avec des coins de Nummulitique ;

- . une série nummulitique transgressive à l'E.

#### b. Evolution vers le N ; coupe B fig.

Les calcaires ( $l_3$ ) et les dolomies grises ( $l_{2,1}$ ) se poursuivent

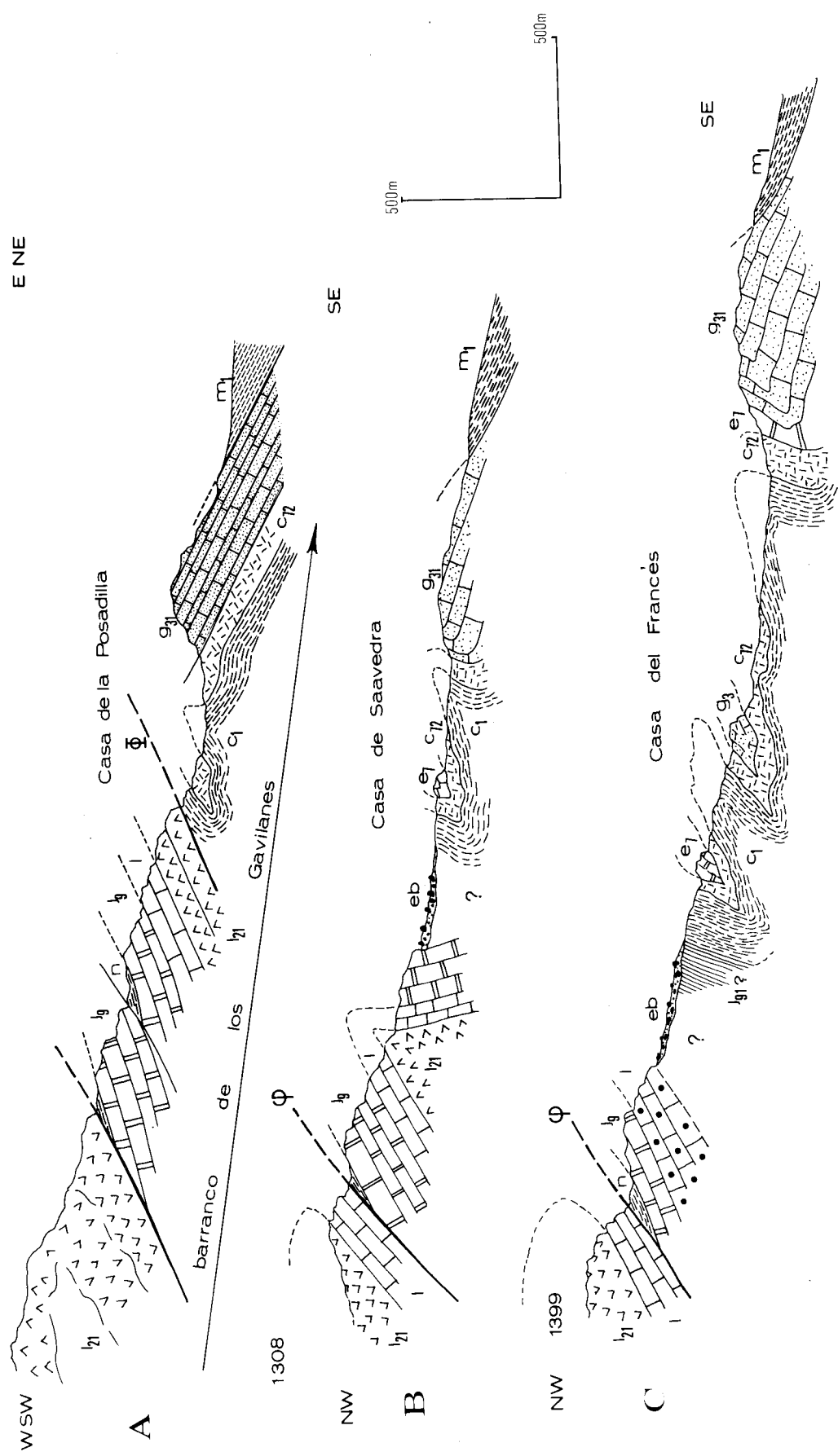


fig. 153 Coupes sériees de la zone de los Gavilanes (bord oriental de la Sierra de Ponce)

Partie méridionale : Coupe C de Saavedra, d'W en E :

$l_{2.1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  
 $l_3$  : calcaires liasiques ; n : marnes vertes du Néocomien ;  
 $j_{9.8}$  : calcaires noduleux rouges du Kiméridgien-Tithonique ; l : calcaires liasiques ;  $j_{9.1}$  ? série très couverte de marnes jurassiques ;  $c_1$  : marnes vert foncé de l'Albien ;  $c_{7.2}$  : marnes et marno-calcaires du Crétacé supérieur ;  $e_{7.3.1}$  : calcaires nummulitiques transgressifs de l'Eocène supérieur - Oligocène- "Aquitancien" ;  
 $m_1$  : marnes vertes burdigaliennes.

Partie médiane : coupe B : même légende que précédemment + eb :  boulis.

Partie septentrionale : coupe A du Barranco de los Gavilanes : même légende que précédemment.

sur 2 km. L'écaille de los Gavilanes ( $j_9$  et 1) évolue. De la série monoclinale à pendage  $25^\circ$  E-NE de la coupe précédente, on passe à un pli anticlinal à flanc oriental redressé. Le contact, entre ce flanc et les marnes crétacées, est toujours voilé par des éboulis (eb). Il se peut que les calcaires ( $j_9$ ) reposent par la tranche sur le Crétacé.

c Coupe du Barranco de los Gavilanes (coupe A fig. 153 )

Ce profond ravin descend de la Sierra de la Selva (1399). Il débute dans les dolomies grises infraliasiques, coeur de l'anticlinal de Ponce.

Dès 1000 m d'altitude environ, le ravin est installé dans le système d'écaillés de los Gavilanes. Plus bas, il rejoint la dépression marneuse crétacée du flanc est de la Sierra.

Les deux écaillés du Barranco sont situées sous les dolomies et calcaires liasiques chevauchants de l'anticlinal de Ponce et sur les marnes du Crétacé supérieur et inférieur, affleurant dans la dépression de la Casa de la Posadilla . Immédiatement sous les dolomies grises de l'écaille inférieure, on trouve les marnes du Crétacé inférieur, en position renversée, qui, vers l'E, s'enrichissent des niveaux du Crétacé supérieur et de sa couverture nummulitique et burdigalienne post-nappe.

Vers le N, les écaillés de los Gavilanes disparaissent et l'on ne décèle plus que des disharmonies au sein de la série jurassique, à la base des calcaires kiméridgiens et tithoniques.



### C. Interprétation de la zone de los Gavilanes

Avant d'aborder les deux interprétations possibles de la zone de los Gavilanes, nous examinerons les principaux faits d'observation mis en évidence précédemment.

La série jurassique des écaillés de los Gavilanes ne paraît pas complète. Très peu de niveaux ont pu y être caractérisés. Ce fait et l'épaisseur réduite sont très vraisemblablement à mettre en relation avec des étirements importants.

La zone de los Gavilanes est située sur le bord oriental de la Sierra de Ponce où les mouvements de rétrochevauchements vers l'E sont très importants.

Il semble donc que l'on puisse attribuer les superpositions observables dans la zone de los Gavilanes aux mouvements de rétrochevauchements, dirigés de l'ENE au SSW dans toute l'unité de la Sierra de Ponce.

1° Allochtonie des écaillés de los Gavilanes (fig. 154 / 1) par rapport à l'unité de la Sierra de Ponce

On peut concevoir que l'unité de los Gavilanes est un élément tectonique supérieur à l'unité de la Sierra de Ponce. Elles auraient, de ce fait, une origine plus méridionale, ce qui expliquerait l'hétéropie des faciès.

Dans un premier temps, (1a, fig. 154), les séries de los Gavilanes seraient venu chevaucher, vraisemblablement du SE au NW, l'unité de la Sierra de Ponce. Dans un second temps (1b), en un mouvement de retour, l'unité de la Sierra de Ponce, se ployant dans sa partie orientale en un pli anticlinal, serait venu chevaucher localement cet élément supérieur suivant un contact anormal plongeant vers le NW.

2° Autochtonie (relative) des séries de los Gavilanes par rapport à l'unité de la Sierra de Ponce (fig. 154 / 2).

Les faciès calcaires que l'on rencontre dans la série de los Gavilanes se retrouvent indubitablement dans l'unité de la Sierra de Ponce,

dans la zone du Manzano (coupes B et C fig. 151 ). La disposition tectonique actuelle serait le résultat d'importantes disharmonies, conséquence des variations de faciès dans les séries jurassiques.

#### D. Conclusions

Il est difficile de choisir entre l'une et l'autre hypothèse. Nous pensons néanmoins que la seconde solution est la plus satisfaisante. En effet, l'uniformité des faciès marneux du Jurassique n'est pas totale dans l'unité de la Sierra de Ponce, puisque précisément au N de la zone de Los Gavilanes, on observe des calcaires noduleux rouges en passage latéral de marnes du Kiméridgien-Tithonique. Si l'on conçoit des variations brutales de faciès dans le Jurassique, il est logique que lors de la phase de rétrochevauchement, particulièrement violente dans cette partie du Subbétique, apparaissent des contacts anormaux, exagération de phénomènes disharmoniques liés aux différences de rigidité.

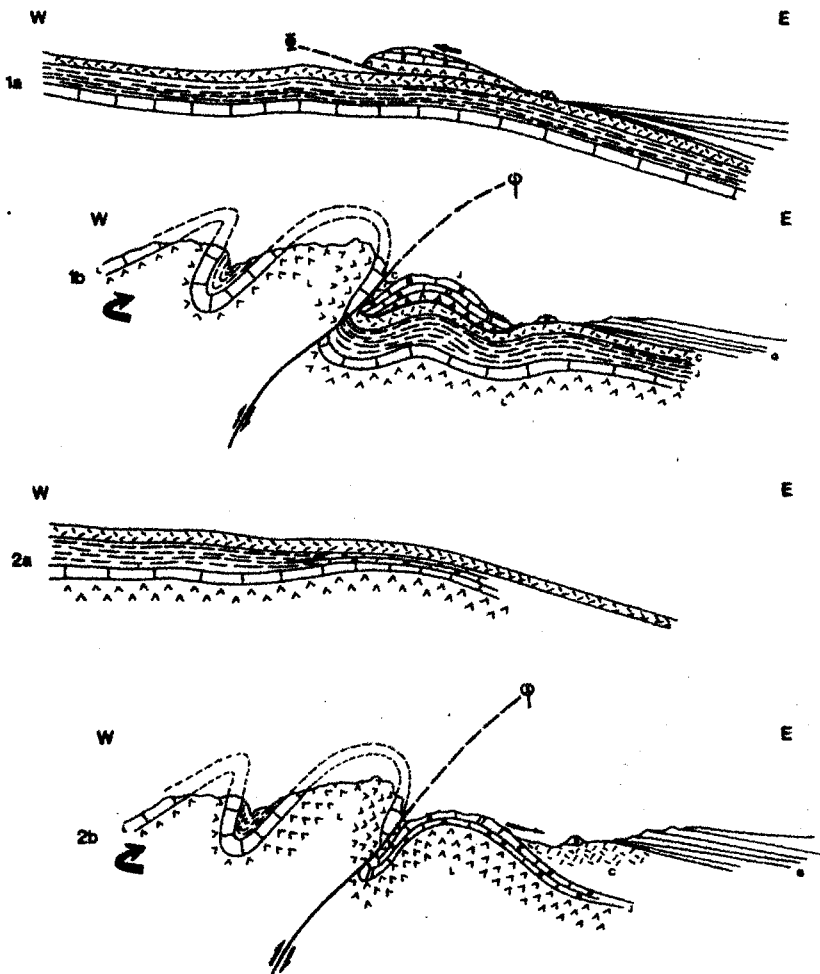


fig. 154 Les deux hypothèses sur l'origine et la structure de la zone de los Gavilanes

1. Allochtonie des séries de los Gavilanes

la : avant la phase de rétrochevauchement

lb : après la phase de rétrochevauchement

2. Autochtonie des séries de los Gavilanes, passage latéral de celles de

l'unité de la Sierra de Ponce : 2a : avant la phase de rétrochevauchement ;

2b : après la phase de rétrochevauchement.

8. REGION DE LA PACA

A l'W de la Sierra del Madroño, s'étend une vaste surface d'érosion à croûte calcaire indurée, venant jusqu'au pied du Cerro de la Paca. Ce massif, culminant à 1027 m, a la forme d'un croissant qui entoure le village de La Paca au N, à l'E et au S.

Vers l'W, ce massif s'abaisse considérablement. En ce point, la route Cehegin-La Paca passe de la dépression d'Aviles au N à celle de La Paca au S. A l'W de la route, on retrouve un relief semblable au Cerro de La Paca : le Cabezo Redondo.

A. Le Cerro de la Paca (coupe A fig. 155)

Ce massif paraît être une cuvette synclinale. Les bords en sont formés de dolomies liasiques et de Trias marno-gypseux.

Au N, au pied de l'Umbria (1027 m), le Cerro de la Paca chevauche, vers le N, une série de marnes et de marno-calcaires de l'Aalénien-Dogger ( $j_{2,1}l_6$ ) qui constituent la couverture marneuse normale du flanc ouest de l'anticlinal de Ponce.

Au S par contre, on n'observe nulle part le substratum chevauché. Le bord méridional du Cerro de La Paca montre, cependant, des indices de mouvement vers le S. Le massif de las Pocicas, situé à 1 km au SE de La Paca, est un pli anticlinal de faible amplitude, à flanc sud renversé. La série de base du Lias (dolomies, gypse et calcaires) y est très réduite en épaisseur.

Nous ne pensons pas que le contact septentrional ( $\Phi$ ) traduise le même mouvement que les phénomènes observés dans le massif de las Pocicas. Seul le contact ( $\Phi$ ) peut être attribué avec certitude au mouvement initial du Subbétique sur le Prébétique, dirigé du S vers le N.

fig. 155 Coupes du Cerro de la Paca et du Cabezo Redondo (unité de la Sierra de Ponce).

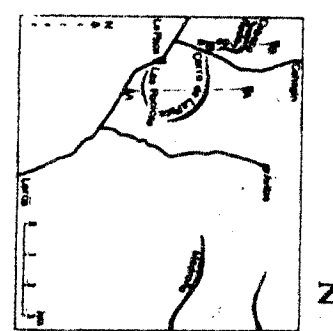
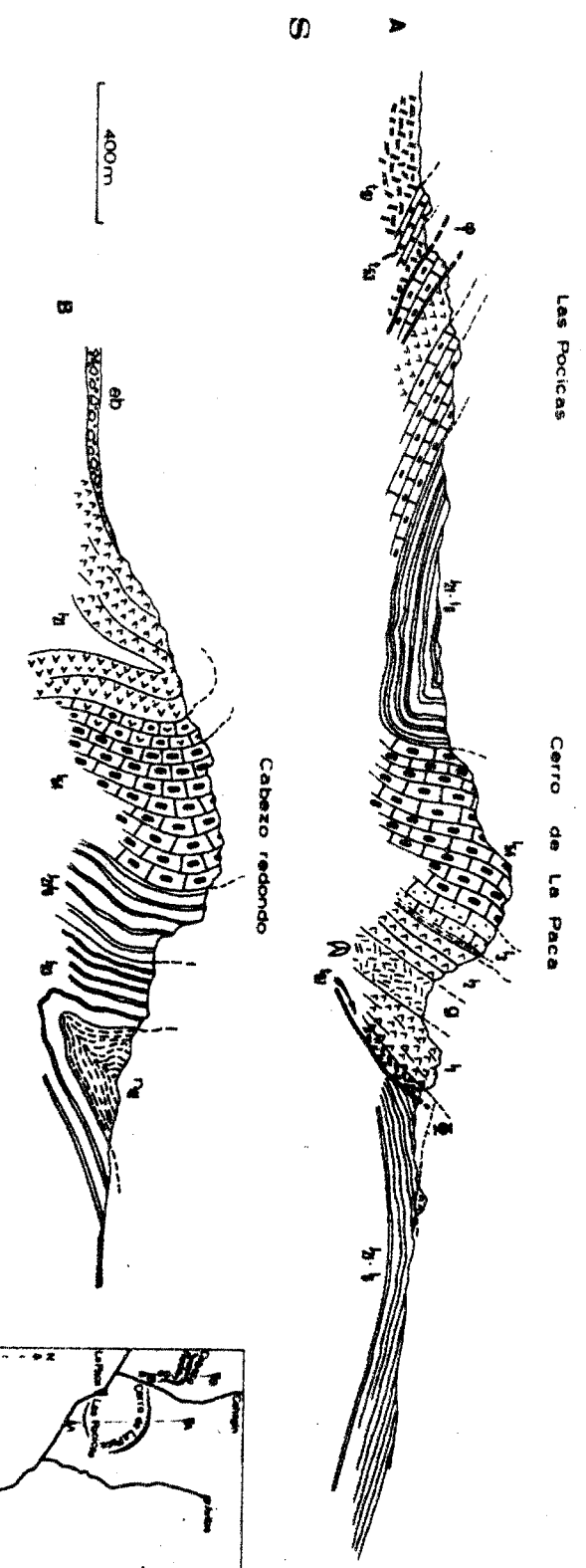
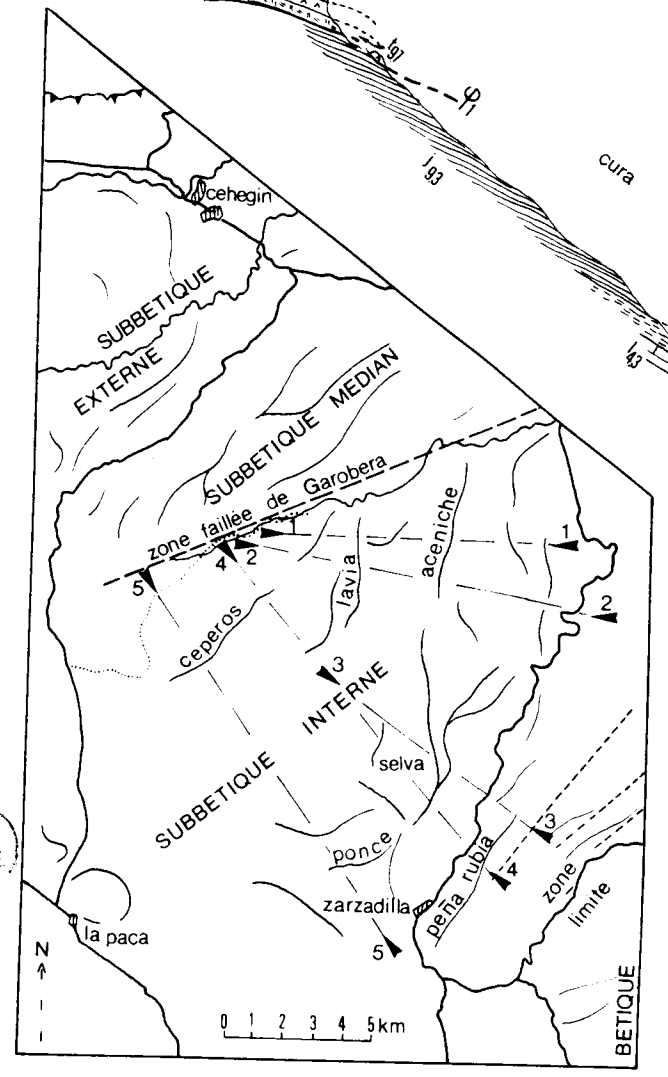
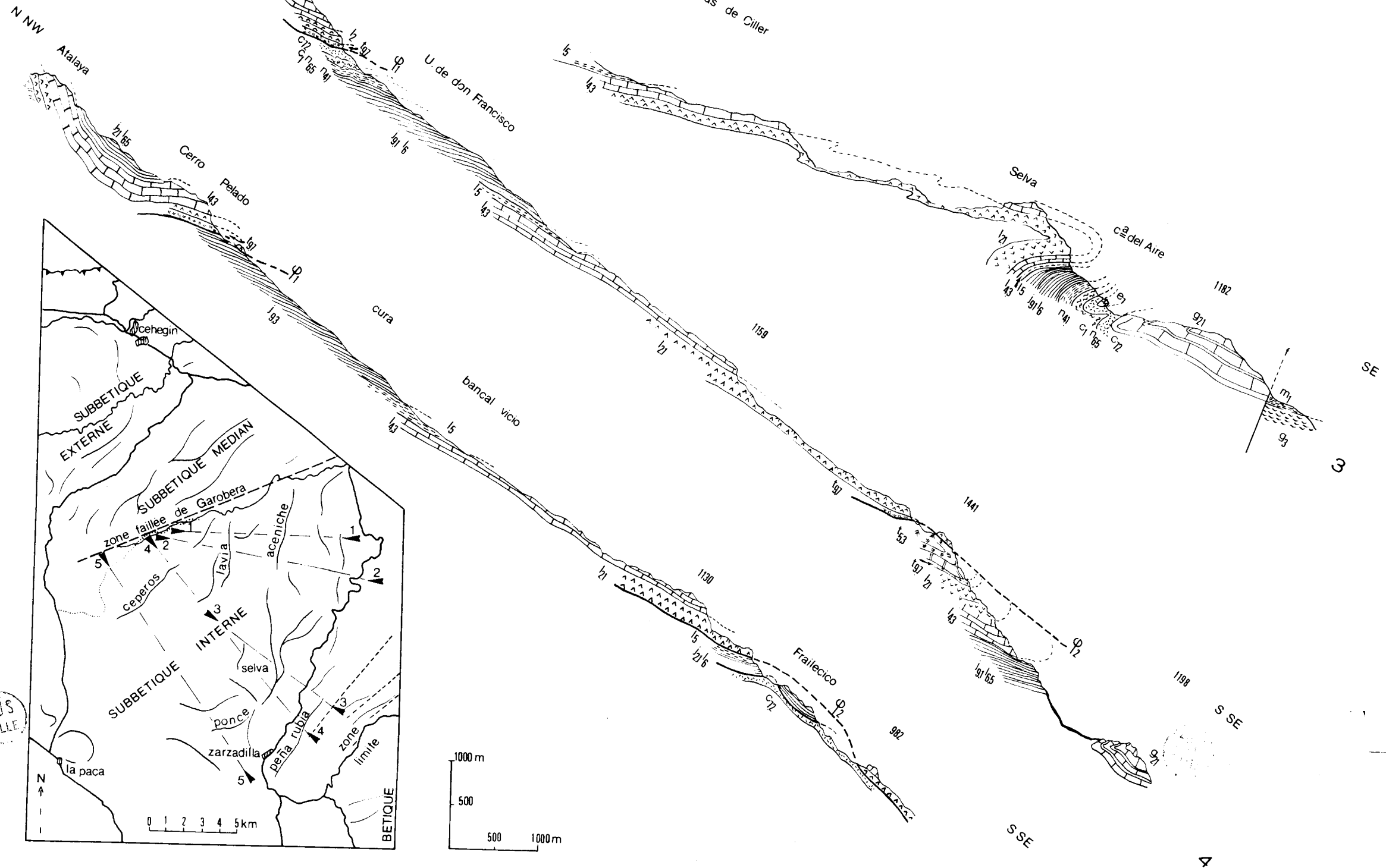
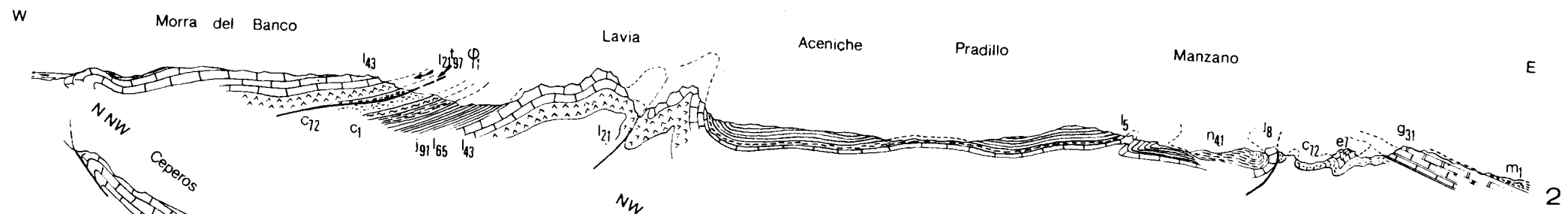
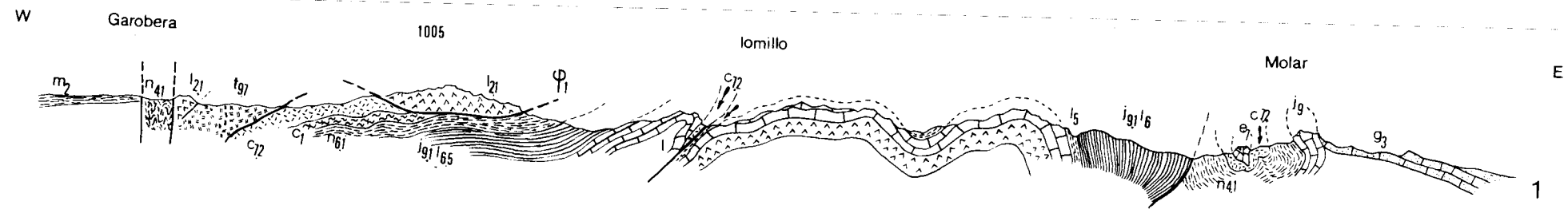
Coupe A : coupe du Cerro de la Paca :  $t_{5,3}$  : calcaires noirs du Muschelkalk ;  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper ;  $l_1$  : dolomies infraliasiques ;  $g$  : gypse infraliasique ;  $l_2$  : dolomies grises de la base du Lias inférieur ;  $l_3$  : calcaires liasiques ;  $l_{5,4}$  : calcaires à silex du Lias moyen et supérieur P.P. ;  $j_{2,1}l_6$  : marnes et marno-calcaires gris de l'Aalénien-Dogger.

Coupe B : coupe du Cabezo Redondo

$l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{5,4}$  : calcaires liasiques à silex ;  $j_{2,1}l_6$  : marnes et marno-calcaires de l'Aalénien-Dogger ;  $j_{9,3}$  : marnes et marno-calcaires du Malm ;  $n_{4,1}$  : marnes vertes du Néocomien.

B. B. Le Cabezo Redondo (coupe B fig. 155)

Une cluse, empruntée par la route Cehegin-La Paca (k 25 et 26), sépare le Cerro de La Paca du Cabezo Redondo.



BUS LILLE

BUS LILLE

Ces deux massifs ont la même nature stratigraphique. Bien qu'on ne puisse mettre en évidence leurs relations, sur le terrain, à cause des éboulis, il paraît certain que le Cabezo Redondo est décroché de 1000 m au moins vers le N par rapport au Cerro de la Paca.

Les couches du Cabezo Redondo présentent d'ailleurs des crochons, à axe vertical, témoignant d'un tel déplacement.

Alors que le Cerro de La Paca chevauche vers le N les marnes de l'Aalénien Dogger, le front septentrional du Cabezo Redondo ne présente aucun accident mais est simplement ployé en genou. Sa série se raccorde plus au N, à celle d'Aviles et de l'Aceniche.

=====

fig. 156 Coupes sériées de l'unité de la Sierra de Ponce

Coupe 1 : partie septentrionale de l'unité de la Sierra de Ponce

$t_{9.7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper ;  $l_{2.1}$  : dolomies grises du Lias basal ;  $l_{4.3}$  : calcaires liasiques ;  $l_5$  : marnés rougeâtres du Toarcien ;  $j_{9.1}l_6$  : marnes et marno-calcaires de l'Aalénien-Dogger-Malm ;  $j_9$  : calcaires rouges tithoniques ;  $n_{4.1}$  : marno-calcaires gris-vert du Néocomien-Barrémien ;  $n_{6.1}$  : série marneuse de l'Aptien-Barrémien-Néocomien ;  $c_1$  : marnes vertes albiennes ;  $c_{7.2}$  : marnes et marno-calcaires du Crétacé supérieur ;  $e_7$  : calcaires de l'Eocène supérieur ;  $g_3$  : calcaires molassiques "aquitaniens" ;  $m_2$  : marnes gris-bleu tortoniennes.

Coupe 2 : coupe des Sierras de Ceperos, de la Lavia, de l'Aceniche et du Manzano

même légende que précédemment et  $g_{3.1}$  : série calcaire oligocène complète et "Aquitaniens".

Coupe 3 : Coupe de la Sierra de la Selva

même légende que précédemment et  $c_{1.6.5}$  : marnes de l'Albo-Aptien ;  $g_{2.1}$  : série calcaire oligocène ;  $m_1$  : marnés vertes burdigaliennes.

Coupe 4 : Coupe des Sierras de Ceperos et de Ponce :

même légende que précédemment et  $t_{5.3}$  : calcaires et dolomies du Muschelkalk ;

Coupe 5 : Coupe des Sierras de Ceperos et del Madrono :

même légende que précédemment et  $j_{2.1}l_{6.5}$  : marnes et marno-calcaires gris de l'Aalénien-Dogger ;  $j_{2.1}l_{6.5}$  : marnés du Toarcien-Aalénien-Dogger.

## 9. CONCLUSIONS A L'ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE

L'unité de la Sierra de Ponce qui couvre plus de 200 km<sup>2</sup> se présente comme une série de plis déversés et d'écaillés déplacées apparemment du NW vers le SE. En aucun endroit, on ne décèle le substratum de ce Subbétique "marneux".

Le style tectonique dominant relève des mouvements de rétrochevauchements postérieurs à la mise en place du Subbétique sur le Prébétique.

Au N, l'unité de la Sierra de Ponce est séparée de celle du Charco (Subbétique médian) par une zone faillée dite de Garobera. Etant donné que, d'une part les unités situées de part et d'autre de ces accidents et que d'autre part les axes tectoniques de l'une ne correspondent en rien avec les axes de l'autre, il se pourrait que les accidents de la zone de Garobera soient des failles à déplacements horizontaux.

Les chevauchements dirigés vers le SE (chevauchement sud-oriental de la Sierra de Ceperos), chevauchement du flanc normal de l'anticlinal de Ponce sur son flanc inverse) semblent être de l'ordre de plusieurs kilomètres.

La partie sud-orientale de l'unité a une direction remarquable puisqu'elle est pratiquement nord-sud.

Rappelons enfin que la partie interne de l'unité de la Sierra de Ponce est recouverte, en transgression, par la série post-orogénique de la zone-limite du Rio de Pliego, débutant à l'Eocène supérieur et cicatrisant le contact entre Internides et Externides.

# **CHAPITRE XV**

**ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE  
RICOTE**



C H A P I T R E X V

ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE RICOTE

1. INTRODUCTION	472
2. RELATIONS DES UNITES DE LA SIERRA DE RICOTE AVEC LEUR ENVELOPPE MARNEUSE ORIENTALE	475
3. RELATIONS ENTRE LES RELIEFS DE LA SIERRA DE RICOTE ET CEUX DE LA SIERRA DE LORO	483
4. LES DIFFERENTES UNITES TECTONIQUES DE LA SIERRA DE RICOTE	491
5. CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE RICOTE ET DE SES ABORDS IMMEDIATS	498

## 1. INTRODUCTION

### A. Historique

La Sierra de Ricote a fait, jusqu'à présent, l'objet de deux importantes monographies.

a. la première est celle de P. Fallot (1945) qui donna une description stratigraphique et tectonique assez détaillée des reliefs situés entre Mula et le Rio Segura.

. Sur le plan stratigraphique (p. 212, 1945), P. Fallot indiqua que les niveaux définis dans la Sierra de Ricote (essentiellement l'Aalénien et le Dogger) ressemblent beaucoup à ceux de la Sierra de Ponce située plus au SW. Il souligna néanmoins l'absence d'homogénéité de faciès des différentes séries, absence qu'il attribua soit à d'importantes et rapides variations paléogéographiques, soit au rapprochement tectonique de différentes unités.

. Sur le plan tectonique, P. Fallot révéla l'existence de plis synclinaux et anticlinaux déversés vers le N et essentiellement constitués de terrains jurassiques. Il signala, par ailleurs (p. 206-208, 1945) la difficulté d'interprétation des relations entre les séries jurassiques de la Sierra et les marnes crétacées qui les bordent à l'E : "là où il est possible de vérifier les pendages, il apparaît bien que le Jurassique paraît s'enfoncer normalement sous les marnes blanches (crétacées)". Sans prendre définitivement position, et sans leur donner d'origine, P. Fallot souligne l'état très tectonisé des marnes crétacées du pourtour oriental de la Sierra et ne les relie pas à une couverture décollée du Jurassique (p. 208 1945) de la Sierra de Ricote.

Quant au contact méridional de la Sierra, P. Fallot signale, à l'intérieur du Trias marno-gypseux situé à la base des dolomies infraliasiques, des lames de marnes vertes crétacées.

Il n'en reste pas moins que, malgré l'absence de fenêtre tectonique indubitable, P. Fallot fait de la Sierra de Ricote, de l'allochtone.

b. La seconde monographie importante sur la Sierra de Ricote fut réalisée par J.M. Rios et A. Almela en 1954. Elle est accompagnée d'une carte au 1/25.000<sup>e</sup> dont la réduction constitue la feuille au 50.000<sup>e</sup> de Mula (n°912).

Nous avons examiné précédemment les apports de ces géologues à la connaissance stratigraphique des différentes séries.

Sur le plan tectonique, J.M. Rios et A. Almela figurent, dans la Sierra de Ricote, un système de plis anticlinaux et synclinaux jurassiques, montrant de belles terminaisons périclinales. Malgré ces dispositions, la Sierra de Ricote serait totalement décollée puisqu'apparaîtraient en fenêtre, au niveau de la Canada del Minano, des séries autochtones prébétiqes.

Ces auteurs ont en outre noté, au sein du Miocène post-orogénique, de nombreux "coins" de Keuper diapir.

Au N de la Sierra, est signalée la présence du Jurassique inférieur, à la faveur du cisaillement d'un pli anticlinal (zone du Cabezo Ines).

### Généralités

La Sierra de Ricote forme un ensemble tectonique homogène, bien que formé de plusieurs unités paléogéographiques distinctes. Les différents contacts anormaux qui l'affectent ne sont pas homologues : certains plongent vers le N, d'autres vers le S.

Afin de comprendre la structure de cet ensemble, nous examinerons successivement :

1. les relations des unités de la Sierra de Ricote avec leur enveloppe marneuse à l'E ;
2. leurs relations avec les séries septentrionales de la Sierra de Lloro ;
3. les différentes unités tectoniques de la Sierra elle-même.

fig. 157 Carte géologique schématique de l'extrémité orientale de la Sierra de Ricote.

- 1 : alluvions et terrasses
- 2 : éboulis (en général glaciaires)
- 3 : Miocène supérieur post-orogénique
- 4 : Trias
- 5 : unité de Lloro et zone crétacée liant la Sierra de Lloro au N et la Sierra de Ricote au S
- 6 : unité de la Bermeja
- 7 : unité de la Garita
- 8 : unité de Mezquila
- 9 : marnes et marne-calcaires pélagiques du Crétacé inférieur et supérieur
- 10 : marnes albiennes finement gréseuses
- 11 : marnes du Crétacé supérieur
- 12 : marnes, calcaires et grès calcareux de l'Eocène inférieur
- 13 : marnes gréseuses et grès calcareux de l'Albien
- 14 : marnes, calcaires marneux et conglomérats du Crétacé supérieur
- 15 : marnes, calcaires, grès et conglomérats de l'Eocène inférieur
- 16 : contact stratigraphique
- 17 : contact anormal

Les séries 9 à 15 bien que chevauchantes sur les unités subbétiques de la Sierra de Ricote (6, 7 et 8) appartiennent vraisemblablement à des unités plus externes que les unités de la Sierra de Ricote (6 à 8).

La Sierra de Ricote est bien délimitée orographiquement :

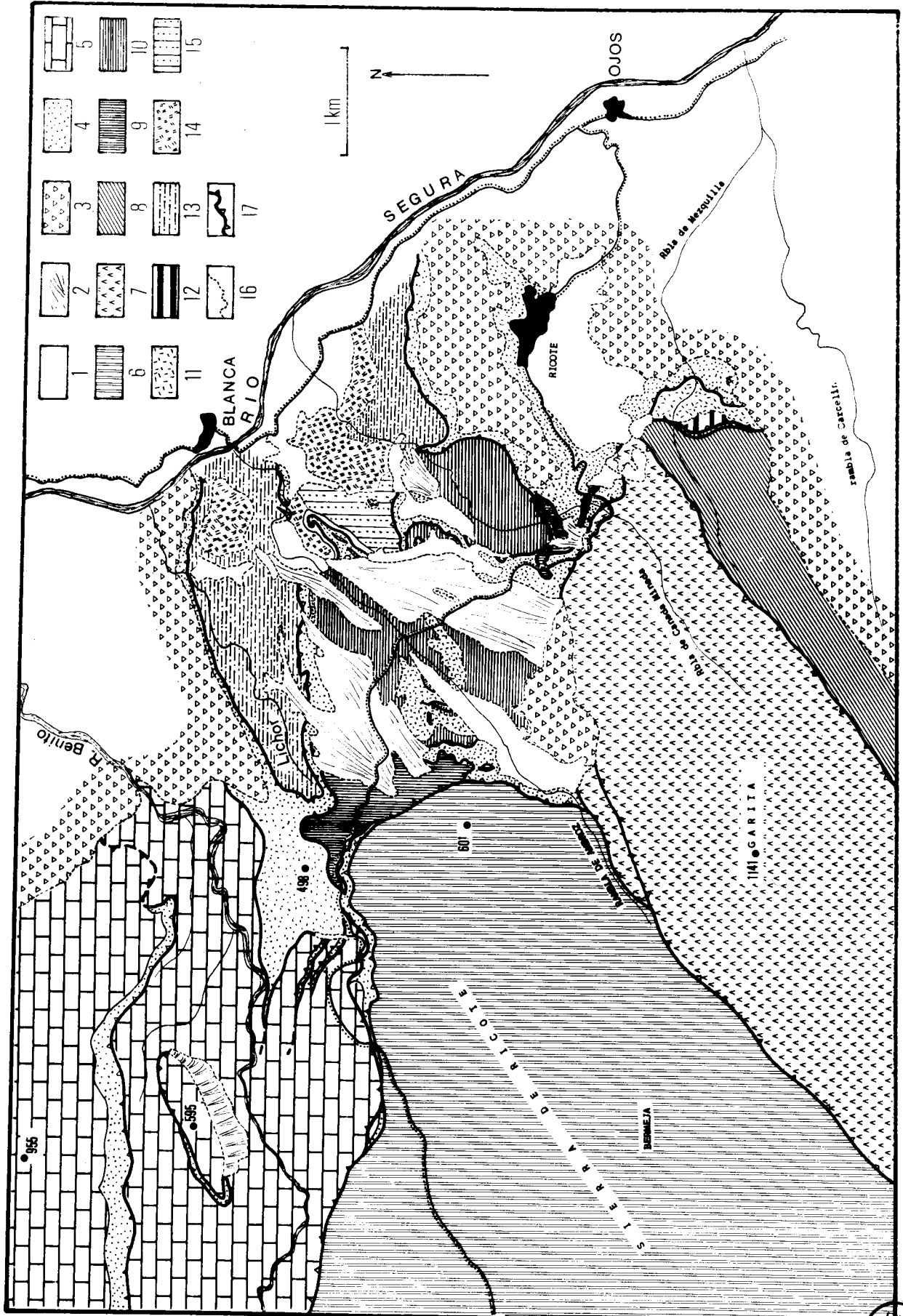
1) au S, s'étendent les reliefs tabulaires, peu élevés, du bassin post-orogénique de Mula (Helvétien-Tortonien). Cette dépression marneuse est limitée au N par une première barre rocheuse, formée de calcaires molassiques helvétiques, très redressés et parfois renversés vers le S. Ce sont le Cejo Cortado à l'W et la Sierra del Cajal à l'E. Le Rio Segura les franchit, en cluse, au niveau d'Ulea et de Villanueva de Segura. Au NE du chaînon helvétique, on franchit la dépression tortonienne du Carcelin, dernier obstacle avant de rejoindre le Subbétique de la Sierra de Ricote.

2) Au N, une assez large dépression, la Rambla del Benito, sépare la Sierra de Ricote de celle de Lloro. Elle est largement ouverte vers l'W et se rétrécit considérablement vers l'E. Le Rio de Benito franchit la zone de Cabezos de Patras, en un cañon bien marqué.

3) A l'E, les reliefs s'abaissent très brusquement et dominent une zone essentiellement marneuse (zone d'Ambroz). La structure tectonique de cette terminaison orientale est complexe. Nous verrons plus loin que sa compréhension conditionne celle de l'ensemble de la Sierra.

Le Rio Segura emprunte d'ailleurs, du N vers le S, cette dépression avant d'atteindre le bassin post-orogénique de Mula-Fortuna, au niveau d'Archena.





4) A l'W, les reliefs de la Sierra de Ricote s'amortissent progressivement et sont relayés par le plateau du Cagitan, surface d'érosion récente installée sur des marnes blanches tortoniennes.

## 2. RELATIONS DES UNITES DE LA SIERRA DE RICOTE AVEC LEUR ENVELOPPE MARNEUSE ORIENTALE.

### A. Introduction

A l'E de la masse calcaire de la Sierra de Ricote, les séries jurassiques et crétacées des différentes unités qui la constitue s'enfoncent régulièrement sous des séries marneuses.

P. Fallot, ayant reconnu cette superposition, écarta immédiatement l'assimilation de ces séries à la couverture crétacée de la Sierra, décollée vers l'E. De fait, ces séries n'ont été attribuées ni au Subbétique ni au Prébétique.

Plus tard, J.M. Rios et A. Almela (1954) figurèrent des fenêtres sous des séries chevauchantes. Cette interprétation était l'opposée de celle citée précédemment.

En fait, nous verrons que ces deux interprétations sont conciliables : les séries marneuses orientales sont bien chevauchantes sur les éléments tectoniques de la Sierra, comme l'a indiqué P. Fallot, quoiqu'elles appartiennent à des éléments structuraux plus profonds que le Subbétique de la Sierra, comme le suggère la carte de J.M. Rios et A. Almela.

Nous étudierons cette enveloppe marneuse orientale de la Sierra de Ricote en allant du S vers le N. La limite orientale des reliefs jurassiques est sensiblement dirigée du SE au NW, de la Sierra del Cajal au S à la Rambla del Benito au N. Une route débutant à Ricote contourne la Sierra en empruntant cette zone marneuse. De nombreux ravins de direction NE-SW la traversent et permettent l'observation des différentes séries malgré une couverture d'éboulis très épaisse (fig. 157).

B. Etude de la zone située au S de Ricote entre le ravin du Carcelin et la plaine quaternaire de Ricote (coupe I, fig. 158 ).

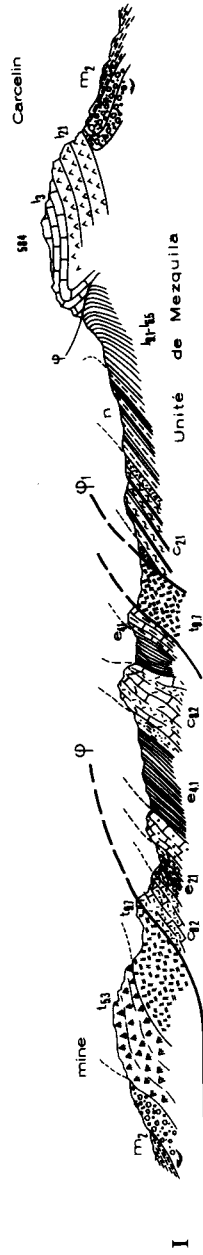
Face au cimetière de Ricote, un chemin carrossable quitte la route Ojos-Ricote et permet d'accéder, après quelques kilomètres parcourus dans les marnes gris-bleu tortoniennes, à un point proche d'une ancienne exploitation minière ( $x = 2^{\circ} 19'$ ,  $y = 38^{\circ} 08' 25''$ ). C'est à partir de cette mine que nous étudierons un profil est-ouest, débutant dans les niveaux transgressifs post-nappe.

A l'W, entre la Rambla de Mezquila, et celle de Carcelin, apparaît l'unité de Mezquila représentant le Subbétique interne marneux (Unité de la Sierra de Ponce, sur la transversale de la Sierra de España). Cette unité est formée, nous l'avons vu (p. 118 ), d'une série jurassique et crétacée essentiellement marneuse.

Au S, les dolomies infraliasiques de base sont situées sur les conglomérats helvétiques à Ostrea crassissima. En réalité, dans un mouvement tardif vers le S, les dolomies sont venues reposer sur des couches transgressives helvétiques qui leur étaient primitivement superposées.

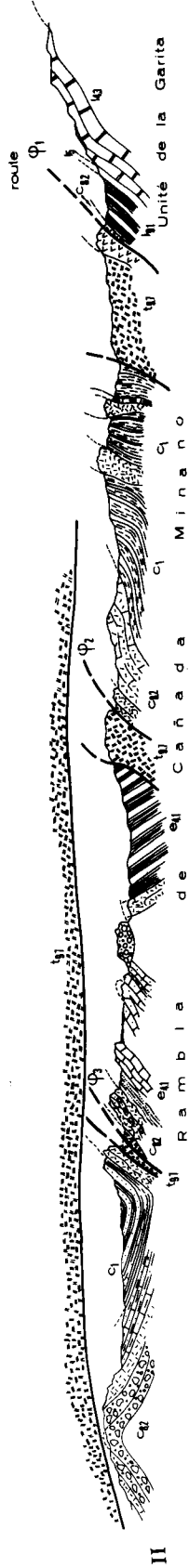


SW

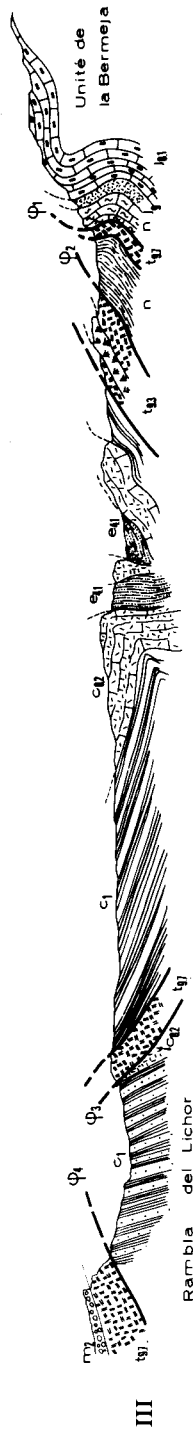


NE

I



II



III

Rambla del Lichor

100 m



fig.158 Coupes des unités marneuses chevauchantes de l'extrémité orientale de la Sierra de Ricote.

Coupe I : Unité de Mezquila (Subbétique interne) :  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_3$  : calcaires liasiques ;  $j_{9,1,6,5}$  : Aalénien-Dogger-Malm marneux ; n : marnes et marno-calcaires du Néocomien ;  $c_{2,1}$  : marnes vertes et marno-calcaires gris-vert de l'Albo-Cénomanién.

1ère écaille :  $t_{9,7}$  : marnes à gypse du Keuper ;  $c_{8,2}$  : marnes et calcaires marneux du Crétacé supérieur ;  $e_{2,1}$  : marnes gréseuses du Paléocène et de la base de l'Eocène inférieur ;  $e_{4,1}$  : marnes gréseuses et calcaires gréseux à Nummulites de l'Eocène inférieur et du Paléocène.

Trias chevauchant :  $t_{9,7}$  : marnes à gypse ;  $t_{5,3}$  : dolomies minéralisées du Muschelkalk ;

$m_2$  : molasses post-orogéniques vindoboniennes.

Coupe II : Unité de la Garita (Subbétique médian.) :  $l_{4,3}$  : calcaires liasiques ;  $l_5$  : marnes rouges à Ammonites du Toarcien ;  $J_{9,1}$  : marno-calcaires et radiolarites du Jurassique supérieur et moyen ;  $c_{8,2}$  : marnes très tectonisées du Crétacé supérieur.

1ère écaille :  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées avec dolomies grises à la base du Keuper ;  $c_1$  : marnes vertes de l'Albien ;  $c_{8,2}$  : marnes et marno-calcaires blancs du Crétacé supérieur.

2ème écaille :  $t_{9,7}$  : gypse rouge du Keuper ;  $c_{8,2}$  : marnes et marno-calcaires blancs et rouges du Crétacé supérieur ;  $e_{4,1}$  : marnes finement gréseuses de l'Eocène inférieur et du Paléocène ; (q) conglomérats quaternaires consolidés).

3ème écaille :  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper ;  $c_1$  : marnes sableuses de l'Albien ;  $c_{8,2}$  : calcaires et conglomérats calcaires très épais du Crétacé supérieur ;

Trias chevauchant :  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper.

Coupe III : Unité de la Bermeja : (Subbétique médian) :  $j_{8,1}$  : calcaires à silex du Dogger-Malm ;  $j_9$  : marnes siliceuses rouges du Tithonique ; n : marno-calcaires gris-vert du Néocomien ;

1ère écaille :  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées du Keuper ; n : marnes néocomiennes.

2ème écaille :  $t_{9,3}$  : Keuper et Muschelkalk ;  $c_1$  : marnes bleues à Ammonites pyriteuses ;  $c_{8,2}$  : marnes du Crétacé supérieur ;  $e_{4,1}$  : calcaires, marnes et grès de l'Eocène inférieur.

Zone de la Rambla del Lichor :  $c_1$  : marnes gréseuses, grès calcareux de l'Albien ;  $c_{8,2}$  : marno-calcaires du Crétacé supérieur ;  $m_2$  : molasses helvétiques.



Sur cette unité méridionale de la Sierra de Ricote, plongeant régulièrement vers le NE et séparée d'elle par un contact anormal ( $\phi_1$ ) redressé, jalonné de Keuper marno-gypseux, vient une série très tectonisée et écaillée où l'on relève la présence de Crétacé moyen détritique, de Crétacé supérieur marneux et d'Eocène inférieur marno-gréseux. Cette écaille, par ses faciès, rappelle le Subbétique le plus externe (unité de los Rameles).

A l'E enfin, une série triasique puissante (Keuper et Muschelkalk) chevauche la précédente écaille suivant un contact anormal plat ( $\phi$ ).

L'existence de ce Trias est capitale. On le suivra, en effet, très régulièrement vers le N où il repose sur toutes les séries marneuses de la bordure orientale de la Sierra. Il rejoint, 5 km au N, le Trias de base du Subbétique charrié de la Sierra del Lloro.

Dans la partie orientale de la Sierra de Ricote (S du village), on relève donc, en position chevauchante sur l'unité de Mezquila (Subbétique interne) une unité à faciès très externes donc primitivement nettement plus profonde tectoniquement. Cette unité est longuement chevauchée suivant un contact anormal plat par le Trias basal de l'ensemble subbétique de la Sierra de Lloro.

### C. Zone de la Rambla del Cañada Minano (coupe II fig. 158 )

L'unité de la Garita, élément de la Sierra de Ricote faisant suite, au N, à l'unité de Mezquila est chevauchée sur le pourtour oriental de la Sierra, au niveau de la route, par une série d'unités marneuses, prolongation de celles observées précédemment.

Nous effectuerons une coupe en empruntant le ravin de Canado Minano, débutant au km 2,2, au niveau du pont franchissant le ravin. Du SW au NE, on observe successivement :

1. l'unité de la Garita : toutes les couches plongent vers le NE et l'on relève, dans le ravin ou le long de la route entre K2 et K 2,2, la série jurassique très broyée et sa couverture crétacée.
2. une première unité marneuse reposant contre et sur l'unité de la Garita par l'intermédiaire d'une lame très épaisse de Trias ( $\phi_1$ ). Cette série est formée de marnes du Crétacé moyen et d'une série du Crétacé supérieur sous forme de marnes rouges et blanches à Rosalines. Rien ne permet de l'attribuer à telle ou telle unité. Néanmoins, l'absence de faciès détritiques suggère la comparaison avec la série crétacée de la Loma de Solana (Subbétique externe). Il pourrait s'agir là de la couverture de la Sierra de Ricote.
3. Sur cette première unité, repose un second élément tectonique toujours suivant un contact anormal redressé ( $\phi_2$ ) plongeant vers le NE et jalonné de Trias. Sa série, en position renversée, est caractérisée par :
  - a. un Crétacé moyen marneux finement gréseux, un Crétacé supérieur, réduit tectoniquement, présentant des niveaux conglomératiques ainsi que des horizons à prismes d'Inocérames ;
  - b. un Eocène inférieur marneux, calcaire et gréseux.

Les faciès de ces assises se rapprochent de ceux de l'unité de los Rameles (Subbétique le plus externe) ou même du Prébétique interne (série de la Sierra de la Puerta).

4. une troisième unité, en contact anormal ( $\phi_3$ ) sur la précédente, en position totalement renversée, formée :
  - a. d'une série de marnes gréseuses et de grès calcareux du Crétacé moyen ;
  - b. d'une série puissante de calcaires marneux blancs, conglomératiques ;
  - c. d'une série éocène puissante, se développant au N du ravin (zone des cotes 303 et 298) formée de marnes vertes, de grès calcareux roux, de calcaires marneux blancs très puissants).

Cette série rappelle celle du Prébétique interne de la Sierra de la Puerta.

5. Reposant indifféremment sur les trois unités à matériel marneux, suivant un contact anormal plat, le Trias très épais que nous avons rencontré dans la partie sud de la zone marneuse. Il s'agit là du Trias basal de la nappe Subbétique.

Il n'est pas possible de suivre, pas à pas, les contacts anormaux séparant les différentes unités marneuses. Néanmoins, de la cartographie, il résulte que :

a. sur les diverses imbrications du Subbétique de la Sierra de Ricote, reposent une série d'unités dont les faciès sont rattachables à ceux des séries les plus externes du Subbétique et à ceux du Prébétique interne. Ces unités primitivement en position tectonique profonde sont cependant recouvertes au NE par le Trias de base du Subbétique.

b. les unités marneuses qui primitivement devaient constituer le soubassement des unités charriées, auraient été poussées dans un deuxième temps vers le SW, chevauchant ainsi ce qui était primitivement leur couverture tectonique.

#### D. Zone de la Rambla del Lichor (coupe III fig. 158 )

La dépression marneuse qui enveloppe la Sierra de Ricote à l'E se termine à l'W de Blanca (sur le Rio Segura) au niveau de la Rambla del Lichor.

Cette zone marneuse est ici au contact, à l'E, avec l'unité la plus septentrionale de la Sierra de Ricote : celle de la Bermeja. En effectuant une coupe est-ouest, dans la Rambla del Lichor, on retrouve exactement le dispositif tectonique mis en évidence plus au S :

Sur le Subbétique de la Bermeja, reposent une série d'écaillés à matériel marneux, surmontés à leur tour, à l'E, par une masse importante de Trias. Nous décrivons cette coupe qui débute dans l'unité de la Bermeja, (cote 601) et qui se termine au-delà de la Rambla del Lichor, au niveau du Río Segura.

D'W en E, on relève :

1. l'unité subbétique de la Bermeja dont la terminaison orientale est parfaitement périclinale. Ce bombement est posthume car il affecte en même temps toutes les unités qui chevauchent le Subbétique de la Sierra.

La série jurassique (calcaires à silex du Malm, terminés par un niveau marneux rouge tithonique) et crétacée (marnes et calcaires marneux néocomiens) plonge généralement vers le NE. Au niveau du ravin de Ambroz, cette série tend à se renverser vers l'E, troublant les superpositions.

2. Contre l'unité de la Bermeja repose par un contact anormal ( $\phi_1$ ), jalonné de Trias, une lame de marnes très broyées (n) du Néocomien.

3. Sur cette lame et vers l'E, vient, en contact anormal toujours jalonné de Trias ( $\phi_2$ ), une unité très tectonisée ployée en synclinal.

On y reconnaît une série de marnes gris-bleu à Ammonites pyriteuses (A. Almela et ), légèrement sableuses, du Gault, suivie de marnes et de marno-calcaires rouges et blancs du Crétacé supérieur. La série éocène est faite d'une alternance monotone de grès calcareux, de marnes vertes, de calcaires marneux blancs et de calcaires à Nummulites. Cette série est typiquement celle qui a été définie dans l'unité de los Rameles. Il est, en tout cas, indubitable qu'il s'agit d'une unité subbétique à faciès très externe.

4. En prolongeant les observations vers l'E, on trouve cette unité à faciès externes reposant continûment sur une série albienne de faciès caractéristique du Prébétique interne de la Puerta. Le contact anormal ( $\phi_3$ ) est jalonné de Trias.

5. Au N de la Rambla del Lichor qui court dans ces marnes gréseuses et ces grès, on trouve une masse importante de Trias chevauchant ( $\phi_4$ ) qui se raccorde à la fois à celui situé, au N, sous le Subbétique de la Sierra de Lloro et, au S, sur les unités marneuses définies précédemment.

La série de la Rambla del Lichor est donc située en fenêtre, sous le Trias au N et sous une unité subbétique à faciès externe au S.

Sur ce profil, on retrouve ainsi la même disposition tectonique que plus au S :

Sur l'unité de la Bermeja (correspondant nous l'avons vu, au Subbétique médian) repose une première lame de Crétacé qui ne peut être rattachée à telle ou telle unité. Elle est surmontée par une seconde unité crétacée et éocène (affinités avec l'unité de los Rameles) reposant au NE sur une dernière série (affinités avec le Prébétique interne de la Puerta).

Les corrélations entre ces diverses unités qui chevauchent le Subbétique de la Sierra de Ricote, sont très difficiles à établir car les observations sont faites dans les profonds ravins qui entament une surface d'éboulis très épaisse (2 à 20 m), surface qui débute au pied des reliefs de la Sierra jusqu'au Rio de Segura.

#### E. Conclusions

D'après le levé (fig. 157) que nous avons réalisé sur la bordure orientale de la Sierra de Ricote, il apparaît que l'édifice de la Sierra a été chevauché sur son bord oriental par des unités à matériel marneux essentiellement crétacé et éocène. Leurs faciès permettent d'affirmer que ces assises devaient constituer primitivement le substratum tectonique du Subbétique de la Sierra de Ricote.

L'anomalie majeure actuelle de cette zone est donc de montrer l'Autochtone probable et l'unité subbétique la plus externe chevauchant le Subbétique plus interne !

Cette anomalie est liée à la présence vraisemblable d'une série d'accidents de socle, à jeux tardifs qui auraient tronçonné la couverture tectonique initiale (formée d'unités superposées) par des failles inverses ou même de véritables petits chevauchements tardifs.

### 3. RELATIONS ENTRE LES RELIEFS DE LA SIERRA DE RICOTE ET CEUX DE LA SIERRA DE LORO.

#### A. Introduction

La Sierra de Ricote est séparée de la Sierra de Lloro par une vaste dépression marneuse essentiellement crétacée : la Rambla de Benito. La Sierra de Lloro qui se développe au N jusqu'aux abords de Cieza représente le Subbétique le plus septentrional sur cette transversale; comme pour le Subbétique situé à l'E de Caravaca, ces reliefs sont caractérisés par une série jurassique dolomitique à la base et uniformément calcaire jusqu'au Tithonique.

La partie méridionale de la Sierra de Lloro est ployée en anticlinal cisailé, à flanc méridional déversé vers le S. Dans un mouvement dirigé du N vers le S, le flanc normal septentrional de l'anticlinal de Lloro a chevauché, vers le S, le flanc inverse, méridional.

Nous retrouverons, au sein de la dépression synclinale de la Rambla del Benito, les traces d'un tel chevauchement sous forme de klippes (klippes du Cabezo Iñes à l'W, de l'Umbria del Cuchillo à l'E). A ce pli anticlinal déversé vers le S, fait suite une dépression synclinale, elle-même affectée par de nombreux accidents plongeant régulièrement vers le N et injectés de Trias. Ces contacts anormaux paraissent diminuer d'amplitude vers l'W.

Au S du synclinal de la Rambla del Benito, vient le vaste anticlinal de la Bermeja, élément septentrional de la Sierra de Ricote.

Nous examinerons les problèmes des relations des Sierras de Lloro et de Ricote du N vers le S.

B. Partie méridionale de la Sierra de Lloro (fig.159)

NW SIERRA DEL LLORO

SE

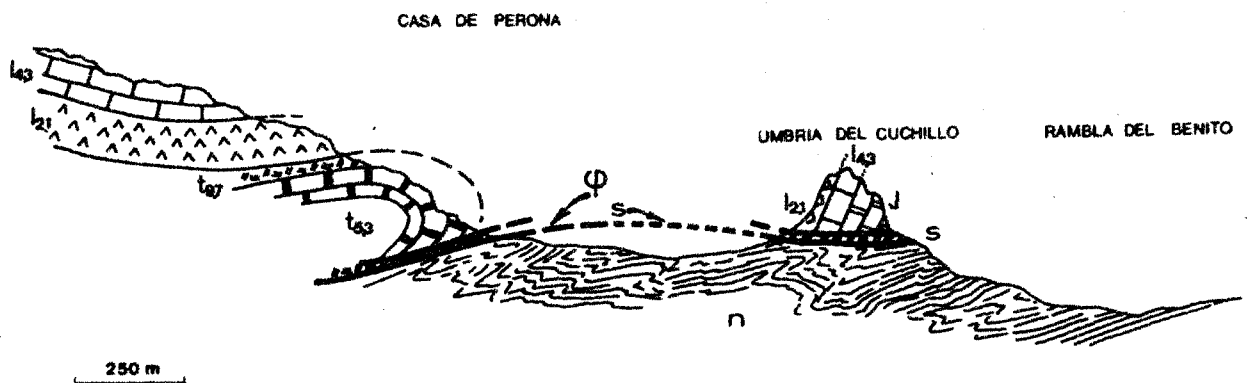


Fig. 159 Coupe du versant méridional de la Sierra de Lloro

t<sub>5,3</sub> : calcaires vermiculés du Muschelkalk ; t<sub>2,1</sub> : marnes bigarrées à gypse du Keuper ; l<sub>2,1</sub> : dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; l<sub>4,3</sub><sup>2,1</sup> : calcaires liasiques ; J : calcaires du Dogger-Malm ; n : marnes et marno-calcaires du Néocomien.

φ contact de rétrochevauchement des séries de Lloro vers le S ;  
s : surface de glissement local.



La Sierra de Lloro domine la vallée de la Rambla de Benito de plusieurs centaines de mètres.

L'itinéraire qui débute à l'extrémité sud-orientale de la Sierra (Canon de Cabezos Patras) et emprunte le camino de la Sima vers la Casa de Perona, permet de mettre clairement en évidence la structure méridionale de la Sierra.

La Rambla de Benito est installée dans les couches renversées vers le S, essentiellement néocomiennes. Vers l'E, ce Crétacé supporte le Jurassique calcaire, renverse lui aussi.

En se déplaçant vers l'W, on trouve une série débutant au Trias, chevauchant vers le S les marnes crétacées. Au niveau de la Casa de Perona, on peut observer le coeur triasique du pli dont le flanc septentrional, cisailé, chevauche vers le S le flanc inverse méridional sur une distance actuellement évaluable à 2 km au moins.

Evolution vers le S du pli chevauchant vers la Sierra de Lloro ; la zone des klippes.

#### a. Les klippes du Cabezo Iñes

Entre la région de Mahoma au S et la route de Cieza à Mazarron à l'W, quelques petits massifs calcaro-dolomitiques pointent au sein d'une zone assez molle. Ce sont respectivement, d'W en E, le Cabezo Iñes proprement dit, les massifs cotés 501, 513, et près de la Fuente del Burrero, la petite butte cotée 495.

Cette région est très couverte par des alluvions ainsi que par des éboulis aux alentours des buttes calcaires. Néanmoins, on distingue nettement une série de marnes bigarrées à gypse du Keuper ( $t_{9.7}$ ), de dolomies infra-liasiques ( $l_{2.1}$ ) suivies, dans le Cabezo Iñes, de calcaires oolitiques liasiques ( $l_3$ ), le tout reposant sur une série crétacée (Albien au S, Crétacé

supérieur au N), monoclinale, à pendage nord très régulier.

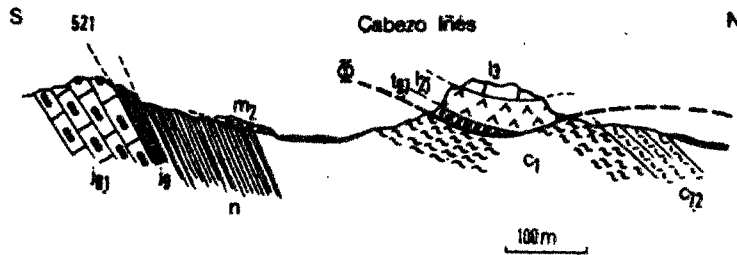


fig. 160 Coupe du Cabezo Iñes

unité de la Bermeja (Subbétique médian) :  $j_{0,1}$  : calcaires et marno-calcaires à silex du Dogger-Malm ;  $j_0$  : marno-calcaires siliceux du Tithonique ;  $n$  : marnes et marno-calcaires du Néocomien ;  $c_1$  : marnes vertes albiennes ;  $c_{7,2}$  : calcaires marneux et marnes blanches du Crétacé supérieur.

série du Cabezo Iñes (Subbétique septentrional) :  $t_{0,7}$  : marnes à gypse du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_3$  : calcaires liasiques.  
 $m_2$  : molasses vindoboniennes post-orogéniques.

Ces klippes constitueraient donc les traces du chevauchement, dirigé vers le S, du pli anticlinal cisailé de Lloro. Nous en trouverons la matérialisation, plus à l'E, dans la zone de l'Umbria del Cuchillo.

#### b. La zone de l'Umbria del Cuchillo

Dans la partie orientale de la Rambla de Benito, au N du canon, se dresse une lame rocheuse est-ouest de plus de 300 m de haut et de 2 km de long : l'Umbria del Cuchillo. Elle est située immédiatement au S des reliefs de la Sierra de Lloro, au S de la Casa Peroná. Ce massif est constitué d'une série verticale, cisailée à la base, et reposant sur les marnes crétacées de la Rambla del Benito par l'intermédiaire d'une lame de Trias.

Du N vers le S, (fig. 161 ) on relève, en position verticale, les dolomies infraliasiques ( $l_{2.1}$ ), les calcaires oolitiques liasiques ( $l_{4.3}$ ) et une série de calcaires rouge sombre du Jurassique supérieur (J). Cette masse est issue du flanc méridional chevauchant du pli anticlinal cisailé de la bordure de Lloro. Les termes jurassiques se sont désolidarisés du Trias au niveau du Keuper et ont vraisemblablement glissé, vers le S, suivant le plan de cisaillement du pli.

### C. Conclusions

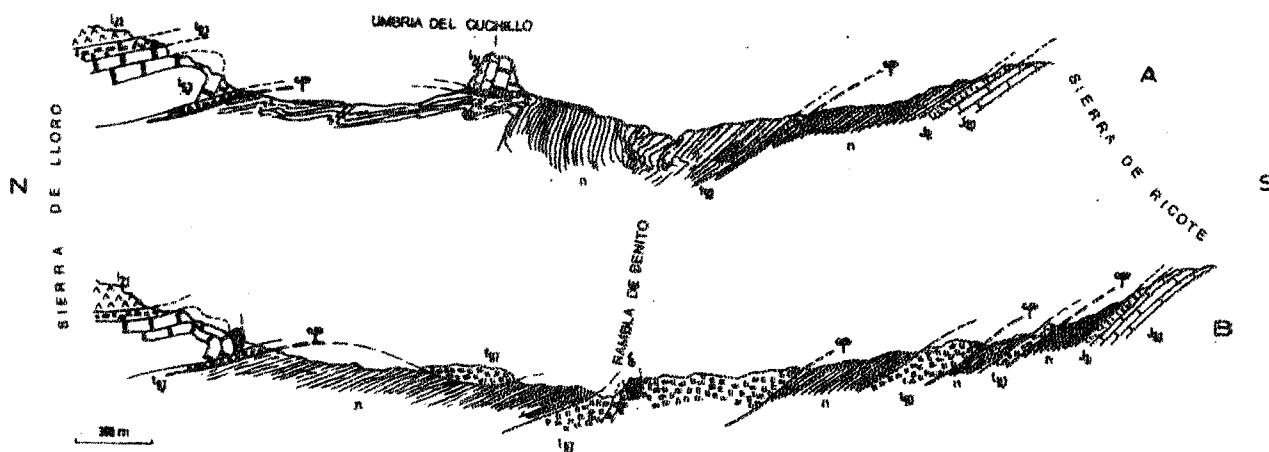
La partie méridionale de la Sierra de Lloro est donc ployée en un pli en genou cisailé, le flanc septentrional ayant chevauché vers le S les séries jurassiques et crétacées renversées à flanc inverse, méridional.

Les klippes de la Rambla del Benito se relient directement au flanc nord de cet anticlinal cisailé.

### C. La Rambla del Benito : dépression marneuse séparant les Sierras de Ricote et de Lloro.

La Rambla del Benito est un synclinal complexe, essentiellement rempli de Crétacé, unissant la Sierra de Ricote à celle de Lloro. Nous avons vu que l'édifice subbétique a été largement affecté, après son charriage vers le N, par une phase de rétrochevauchements. Le synclinal de la Rambla de Benito est haché d'accidents tangentiels jalonnés de Trias et plongeant régulièrement vers le N.

Ces contacts anormaux ( $\phi$ ) affectent une série marneuse et se multiplient dans la partie orientale de la dépression. Nous étudierons deux profils caractéristiques (fig. 161 ).



161

fig. Coupes de la Rambla de Benito séparant les Sierras de Lloro et de Ricote.

t<sub>5.3</sub> : calcaires vermiculés du Muschelkalk  
t<sub>9.7</sub> : marnes bigarrées à gypse du Keuper ;  $\delta$  : dolérite du Keuper ;  
l : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  
j<sub>2.1</sub> : calcaires à silex du Dogger-Malm ; j<sub>g</sub> : marno-calcaires siliceux  
du Tithonique ; n : marnes et marno-calcaires verts du Néocomien .

a. Coupe du Barranco de los Lobos (coupe A, fig. 161 )

Le Barranco del Infierno débute à l'extrémité occidentale de l'Umbria del Cuchillo, étudié ci-dessus. Ce ravin donne une excellente coupe de la série verticale du flanc sud du pli chevauchant de Lloro. Jusqu'à la Rambla del Benito, on peut suivre régulièrement toute la série néocomienne du N vers le S.

Le coeur du synclinal E-W de Benito se situe approximativement à la croisée du Barranco de Los Lobos et de la Rambla del Benito.

Sur le flanc sud de ce synclinal, en empruntant le ravin de los Lobos, on rencontre une série de marnes et de marno-calcaires gris à Aptychus, dont le pendage 30° N est très régulier et qui est affectée par un accident plongeant également vers le N et injecté de marnes à gypse triasiques. De part et d'autre de ce contact anormal, on note exactement la même série.

Au S, ces marnes néocomiennes reposent sur la série jurassique monoclinale à pendage nord, du flanc septentrional de l'anticlinal subbétique de la Bermeja.

Il n'y a aucune raison déterminante de placer un contact majeur entre les Sierras de Ricote et de Lloro. Avant la phase de rétrochevauchement, les deux Sierras devaient former le même grand ensemble tectonique, largement charrié vers le N.

b. Coupe de la partie orientale de la Rambla del Benito (coupe B, fig. 161)

L'extrémité orientale de la dépression de Benito est peu différente de la partie médiane. On observe néanmoins une multiplicité d'accidents écaillant vers le S l'ensemble marneux crétacé.

Au N des calcaires marneux et marnes grises néocomiennes de l'unité de la Bermeja, fait suite, une première lame de marnes crétacées très tectonisées, schisteuses, légèrement micacées. Le contact est jalonné de Trias marno-gypseux. Cette lame de Trias a la particularité de contenir, quelques centaines de mètres à l'W du ravin, une masse assez importante de dolomies grises infraliasiques en position extrusive, qui ont percé la couverture marneuse à la faveur du Trias marno-gypseux.

Vers le N, on traverse une seconde lame de marnes gris-vert du Crétacé inférieur, séparées du Néocomien en série inverse du flanc sud de l'anticlinal de Lloro par une masse très abondante de Trias (au niveau de la Rambla elle-même). Au pied des reliefs de la Sierra de Lloro, on trouve une série juras-

sique chevauchant les marnes crétacées par l'intermédiaire de Keuper.

En conclusion, la dépression synclinale qui lie le Subbétique de Ricote à celui de Lloro, est affectée de contacts anormaux jalonnés de Trias, résultat des rétrochevauchements dirigés du N vers le S.

c. Extrémité orientale de la Rambla del Benito (fig. 162)

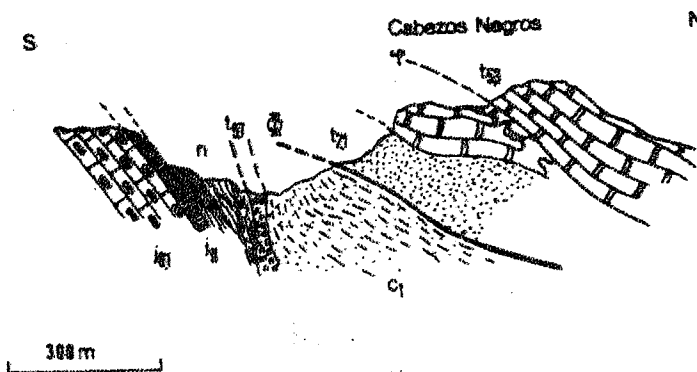


fig. 162 Coupe des Cabezos Negros : extrémité orientale de la Rambla del Benito.

$j_{8,1}$  : calcaires à silex du Malm ;  $j_9$  : marnes indurées, siliceuses du Titthonique ;  $n$  : marnes crétacées, couverture du Jurassique de la Sierra de Ricote et de la Sierra de Lloro ;  
Trias de base du Subbétique :  $t_{2,1}$  : Trias inférieur et  $t_{5,3}$  : Muschelkalk.  
 $c_1$  : marnes sableuses de l'Albien de la Rambla del Lichor (Prébétique interne supposé).

Dans la zone des Cabezos Negros effectuant la transition entre la Rambla del Benito au N et la Rambla del Lichor au S, on peut déceler les relations entre les séries crétacées marneuses liées au Subbétique de Lloro et de Ricote et leur substratum supposé (série de Lichor).

Comme c'est le cas sur le pourtour oriental de la Sierra de Ricote, on trouve sur les marnes néocomiennes ( $n$ ) subbétiques la série de Lichor ( $c_1$ ) essentiellement formée d'Albien, très détritique ayant les faciès du Prébétique interne de la Sierra de la Puerta. Les Cabezos Negros sont formés de Trias, base du Subbétique (coupe III, fig. 158)

#### d. Conclusions.

A l'anticlinal de la Bermeja, partie septentrionale de la Sierra de Ricote, fait suite au N, le synclinal de la Rambla del Benito, formée d'une série marneuse crétacée écaillée. Les contacts anormaux qui l'affectent plongent vers le N et sont jalonnés de Trias marno-gypseux. On trouve fréquemment, dans la partie orientale du synclinal, des dolomies liasiques extrusives, le long des contacts anormaux.

Tous ces dispositifs sont imputables à une phase de rétrochevauchement ayant affecté toute la nappe subbétique.

Avant cette phase, le Subbétique septentrional de la Sierra de Lloro et celui de la Sierra de Ricote étaient intimement liés et formaient un ensemble homogène qui, nous le verrons plus loin, a été largement charrié vers le N.

#### 4. LES DIFFERENTES UNITES TECTONIQUES DE LA SIERRA DE RICOTE S.S.

Nous étudierons les différentes unités de la Sierra de Ricote du N vers le S, jusqu'au bassin tortonien de Mula.

##### A. L'unité de la Bermeja

###### a. Introduction

Cette unité est formée d'assises appartenant à deux zones

paléogéographiques distinctes :

1. la zone occidentale (de Mahoma), dolomitique, calcaire et marneuse qui est chevauchée par le flanc inverse du pli anticlinal del Pozo (partie septentrionale de l'unité de la Garita) :

Vers le N, elle est affectée par deux accidents verticaux de direction sud-ouest - nord est :

1. la faille du Veto séparant le massif du Zapatin de la dépression du Veto ;
2. la faille de la Bermeja, peu visible car cachée sous les alluvions de la dépression de Mahoma.

Au N, le Crétacé de l'unité de Bermeja est chevauchée par des dolomies et des calcaires liasiques du Cabezo Ines appartenant à l'unité de la Sierra de Lloro ;

A l'E, la zone de Mahoma chevauche localement la partie orientale de l'unité de la Bermeja que nous étudierons maintenant.

2. La zone orientale de l'unité de la Bermeja ; elle s'étend du Caserio de la Bermeja à la dépression de Ambroz, ceinturant la Sierra de Ricote à l'E.

Le contact anormal séparant les deux zones lithologiques de l'unité de la Bermeja est simplement une faille inverse car, dans la partie NE de la Sierra, on passe d'une zone à l'autre sans rencontrer de discontinuité tectonique.

La zone orientale de l'unité de la Bermeja montre des assises nettement plus calcaires.

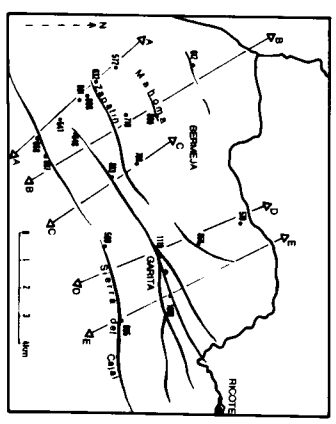
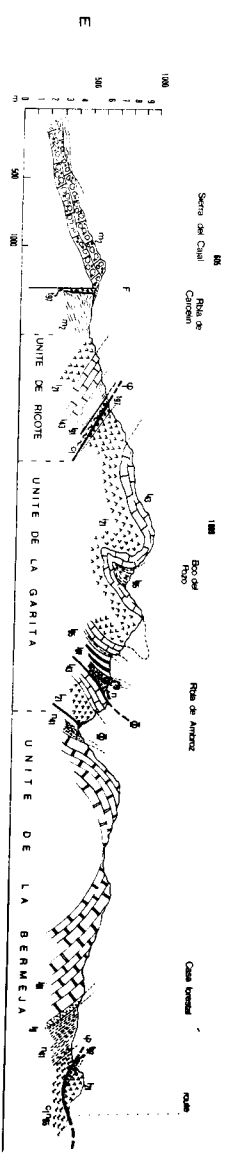
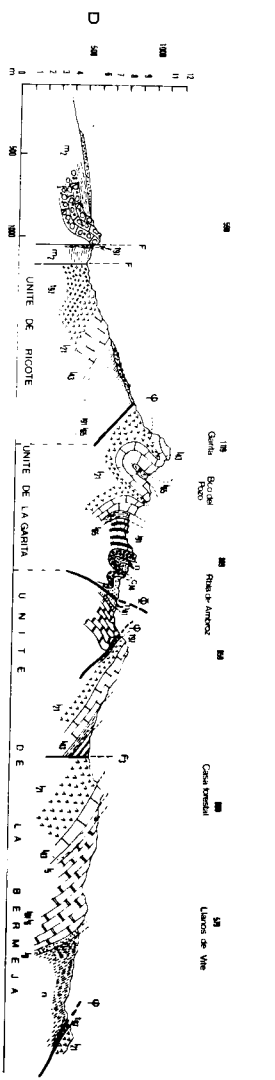
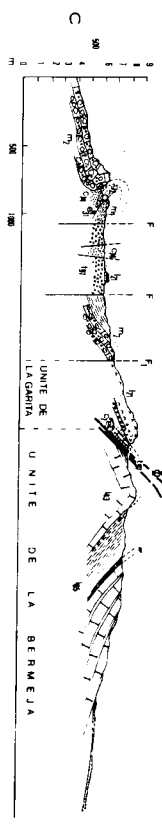
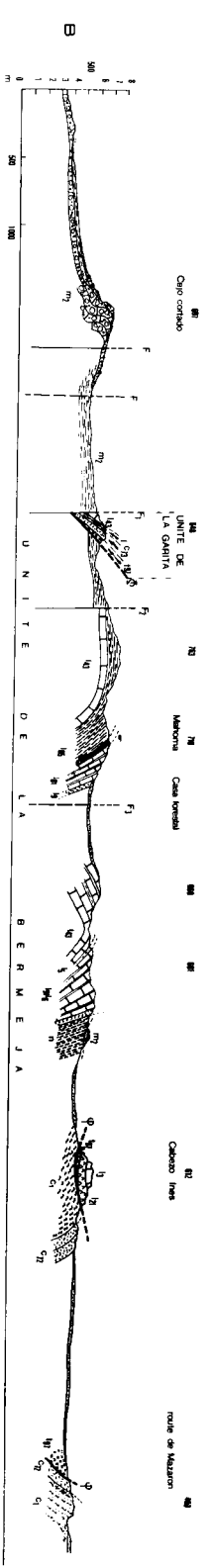
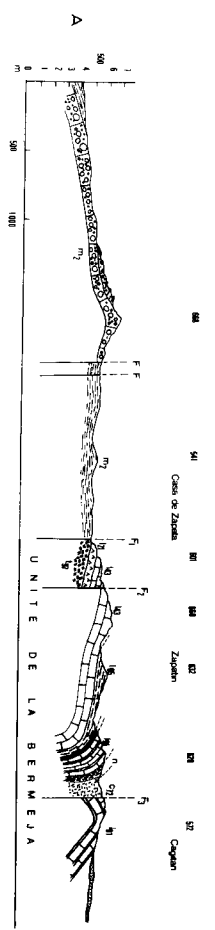
La partie orientale de l'unité de la Bermeja se termine périclinalement à l'E. Elle s'enfonce sous une série d'écaillés à matériel marneux que nous avons attribuées à des unités très externes, chevauchant localement le Subbétique à la faveur d'accidents tangentiels postérieurs au charriage.



fig. 163      Coupes sériées des unités de la Sierra de Ricote.  
Commentaires dans le texte.



BUS LILLE



SE

NW

## b. Structure de l'unité de la Bermeja

Nous examinerons les grands traits structuraux de cette unité d'W en E.

### 1. Profil de Mahoma - Zapatin (coupe A, fig.163)

La partie occidentale de l'unité de la Bermeja peut être considérée comme une série monoclinale à pendage nord-ouest, affectée de failles verticales.

Au S, dans la région de la Casa de Zapata, le Trias ( $t_{9.7}$ ) et l'Infralias dolomitique ( $l_{2.1}$ ) est au contact de marnes blanches vindoboniennes ( $m_2$ ) par le jeu d'une faille verticale ( $F_1$ ) appartenant au réseau qui limite la Sierra de Ricote au S.

Les couches plongent alors régulièrement vers le N (zone de Mahoma). Un peu plus au N, une autre faille ( $F_2$ ) ou faille de Veto, affecte la série jurassique dont le pendage s'accroît progressivement : l'on recoupe toute la série jurassique et crétacée.

Au-delà de la dépression alluvionnaire située au N de la maison forestière de Mahoma, on retrouve une nouvelle fois les marno-calcaires du Jurassique moyen ( $J_{2.1}$ ), ployés en anticlinal dont le coeur liasique ( $l_{4.3}$ ) apparaît au pied des cotes 660-591. Une nouvelle faille ( $F_3$ ) ou faille de la Bermeja (que l'on retrouve au S du village de ce nom) est donc voilée sous les alluvions de la dépression de Mahoma.

Vers le N le flanc septentrional de cet anticlinal est complet car il débute au niveau des cotes 660 et 591 au Lias ( $l_{4.3}$ ) pour se terminer dans le Crétacé supérieur ( $c_{7.2}$ ), au N du Cabezo Ines.

### 2. Profil du village de la Bermeja (coupes C et D, fig. 163)

De l'W de la Casa de Zapata, (cote 648, coupe B fig.       ), à l'extrémité orientale de la Sierra, l'unité de la Bermeja est continûment chevauchée par l'unité de la Garita suivant le contact anormal ( $\phi$ ), jalonné de Trias et plongeant fortement vers le S.

Dès l'importante entaille naturelle située au S du Caserio de la Bermeja, on observe un contact anormal (  $\phi$  coupe D fig. 163 ) plongeant vers le NW qui juxtapose les séries occidentale et orientale de l'unité. Les dolomies de base ( $l_{2,1}$ ) du Jurassique reposent, par l'intermédiaire du Trias ( $t_{9,7}$ ) sur les calcaires à silex ( $J_{8,1}$ ) du Dogger-Malm de la partie orientale de la même unité. Il s'agit là d'un anticlinal rompu. Quelle est, en effet, la valeur du déplacement ? Au N de la Bermeja, dans la zone de Vito, les séries orientales calcaires passent latéralement, sans discontinuité tectonique aux faciès occidentaux plus marneux. Nous pensons donc que ce contact

s'est placé au niveau des variations brusques de faciès de l'unité de la Bermeja. Etant donné son pendage, il traduit des poussées dirigées du NW au SE et on peut le mettre directement en relation avec les rétrochevauchements qui affectent la zone de Benito séparant, plus au N, les Sierras de Ricote et de Lloro.

Dans la région même de la Bermeja, on décèle le passage indiscutable de la faille  $F_3$  (coupe D fig. 163 ), mise en évidence plus à l'W. Les dolomies et les calcaires liasiques (cotes 561 et 588) sont au contact du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur.

### c. Partie orientale de l'unité de la Bermeja (coupe E, fig. 163)

Nous avons déjà examiné les relations entre l'unité de la Bermeja et les unités à matériel marneux de la dépression orientale (fig.157 et 158).

La partie orientale de l'unité de la Bermeja est caractérisée par des faciès essentiellement calcaires, du Lias au Malm. Elle est donc massive et relativement peu affectée par la tectonique tangentielle. Comme l'ont noté M.J. Rios et A. Almela (1954), il s'agit de la terminaison périclinale d'un vaste anticlinal de direction nord est - sud ouest, relayé vers le N par le synclinal, complexe car écaillé, de la Rambla del Benito.

Les unités à matériel marneux, chevauchant vers l'W l'unité de la Bermeja, épousent régulièrement cette terminaison périclinale. Nous en concluons

donc que la structure anticlinale est très récente car elle est postérieure aux rétrochevauchements, eux-mêmes surimposés au charriage général du Subbétique sur le Prébétique dirigé du S vers le N.

## B. L'UNITE DE LA GARITA

L'unité de la Garita forme les parties les plus élevées de la Sierra de Ricote. Elle est ployée en vastes synclinaux et anticlinaux déversés vers le N, auxquels correspondent les ravins et les lignes de crêtes de direction nord est - sud ouest. Ces structures sont imputables aux mouvements de charriage du Subbétique sur le Prébétique.

Cette unité est limitée au N comme au S par deux contacts anormaux de nature totalement différente.

### a. Le chevauchement septentrional de l'unité de la Garita

L'unité de la Garita chevauche uniformément l'unité de la Bermeja située plus au N.

Bien que le contact anormal soit jalonné de Trias marno-gypseux, il ne semble pas que le déplacement ait une grande amplitude. Il s'agit simplement d'un synclinal à flanc sud renversé et cisailé.

Nous avons vu, de plus, dans l'étude stratigraphique, que les assises des unités de la Garita et de la Bermeja étaient très proches paléogéographiquement.

Dans la partie orientale de la Sierra, une écaille à matériel

essentiellement liasique vient s'intercaler entre la série inverse chevauchante de l'unité de la Garita et la série normale de l'unité de la Bermeja.

#### b. Constitution de l'unité

Au synclinal cisailé et chevauchant vers le N, fait suite vers le S, un anticlinal déversé suivi d'un synclinal (synclinal del Pozo) à flanc sud renversé, suivi, enfin, de l'anticlinal de los Almadenes.

#### c. Contact méridional de l'unité de la Garita

La partie méridionale de l'unité de la Garita repose sur l'unité de la Mezquila suivant un contact anormal  $\phi$  à pendage nord. Nous avons vu dans l'étude stratigraphique que l'unité de la Mezquila correspondrait à l'évolution paléogéographique méridionale des assises de la Garita. Il s'agit, en effet, d'un Subbétique méridional à Jurassique essentiellement marneux.

Or, les dolomies infraliasiques et liasiques ( $l_{2,1}$ ) de l'unité de la Garita reposent, par l'intermédiaire d'une lame de Trias marno-gypseux ( $t_{9,7}$ ) sur le Crétacé inférieur (Néocomien à l'W et Aptien à l'E) de l'unité de la Mezquila.

Il apparaît donc que l'unité de la Garita est venue chevaucher celle de la Mezquila, lors de la phase de rétrochevauchement.

Le contact anormal (coupe E, fig. 163) ne peut pas expliquer, à lui seul, les hétéropies de faciès importantes entre les unités de la Garita et de la Mezquila. Il est probable que ce rétrochevauchement, d'amplitude minime (1 à 2 km), se soit placé au niveau de l'ancien chevauchement vers le N ayant primitivement amené l'unité de Mezquila sur celle de la Garita.

d. Terminaison orientale de l'unité de la Garita

La terminaison orientale de l'unité de la Garita est analogue à celle de l'unité de la Bermeja. Les séries jurassiques sur le pourtour de la Sierra sont monoclinales et s'enfoncent, vers l'E, sous les unités marneuses de la dépression de Ambroz.

c. L'unité de Mezquila

L'unité de Mezquila a une extension réduite : elle se cantonne dans la partie sud orientale de la Sierra de Ricote, entre le ravin du Carcelin et celui de Mezquila.

Elle comporte une série jurassique et crétacée à pendage nord régulier, sauf à l'E où les couches plongent sous les unités à matériel marneux, chevauchantes, du pourtour oriental de la Sierra (coupe I, fig.163).

Au N, elle s'enfonce sous l'unité de la Garita.

. CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE RICOTE ET DE SES ABORDS IMMEDIATS

Comme sur la transversale de la Sierra de Espuña, le Subbétique de la Sierra de Ricote a été affecté par une phase de rétrochevauchements complexes perturbant fortement la disposition de l'édifice, initialement charrié du S vers le N.

1. Phase post burdigalienne et anté-Helvétien supérieur

En éliminant les effets de tels rétrocharriages, il apparaît que :

1. les différentes unités de la Sierra de Ricote et l'unité septentrionale de la Sierra de Lloro formaient un seul et même ensemble, (Subbétique externe et médian), entièrement décollé, qui chevauchait, par l'intermédiaire de Trias, une unité subbétique, très externe (unité de los Rameles), elle-même charriée sur l'autochtone le plus méridional (Prébétique interne de la Puerta) par l'intermédiaire d'une lame très importante de Trias.

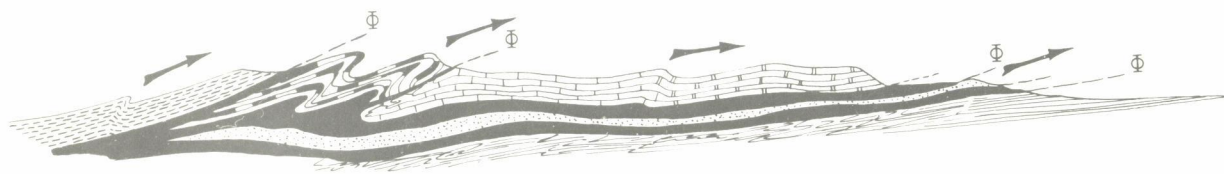
Cette conclusion rejoint celle qui a été formulée pour le Subbétique de la transversale de la Sierra de Espuña où l'on voit l'ensemble des unités de la Loma de Solana, de la Sierrecica de las Cabras, de Burete, du Charco et de la Sierra de Ponce charriée, par l'intermédiaire de Trias, sur une unité subbétique très externe (los Rameles) qui, elle-même, chevauche le Prébétique : soit sa marge méridionale (Sierra de la Puerta) soit sa masse proprement dite.

2. La Sierra de Ricote est formée du N vers le S par :

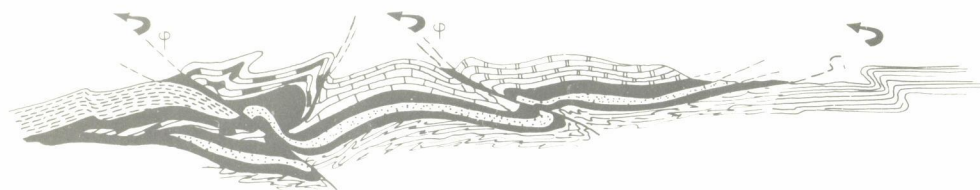
- a. l'unité de la Bermeja qui, vraisemblablement, passait à l'unité septentrionale de Lloro sans contact anormal majeur ;
- b. l'unité de la Garita, séparée de l'unité de la Bermeja par un contact anormal plongeant vers le S. Le chevauchement doit être faible car les liaisons stratigraphiques entre les deux unités sont étroites
- c. l'unité de la Mezquila, la plus méridionale, qui est actuellement chevauchée par l'unité de la Garita suivant un contact anormal plongeant vers le N

S

N



CHARRIAGE VERS LE NORD



RETROCHEVAUUREMENTS





rattachable aux rétrochevauchements. Il est possible d'envisager qu'aucun contact majeur ne séparerait l'unité de Mezquila de celle de la Garita, ou bien encore que, l'unité de Mezquila reposant primitivement sur celle de la Garita et que le contact anormal qui les séparait est actuellement voilé par le rétrochevauchement.

Si l'on tente de relier les différentes unités, à l'E et à l'W de Mula, on parvient aux conclusions suivantes :

1. le Subbétique septentrional de la Sierra de Lloro représenterait le Subbétique externe unité de los Rameles (?) et unités de la Loma de Solana-Sierrecica de las Cabras et Burete).
2. Les unités de la Bermeja et de la Garita représenteraient le Subbétique médian (unité du Charco)
3. l'unité de Mezquila correspond au Subbétique interne (unité de la Sierra de Ponce).

On peut très hypothétiquement relier une partie des séries marneuses chevauchées par la Sierra de Ricote à la couverture de l'unité plus septentrionale de Lloro mais aucune observation ne vient confirmer cette idée.

BUS  
LILLE

Nous avons réuni ces interprétations sur la figure 164

fig. 164 Coupes structurales interprétatives du Subbétique sur la transversale de la Sierra de Ricote.

1. unité de Mezquila (Subbétique interne) ; 2. unité de la Garita (Subbétique médian) ; 3. unité de la Bermeja (Subbétique médian) ; 4. unité de Lloro (Subbétique externe) ; 5. unité subbétique très externe (du type unité de los Rameles) ; 6. trias subbétique ; 7. série intermédiaire de la Puerta (Prébétique interne) ; 8. Prébétique s.s.

Coupe I. le Subbétique charrié vers le N vers le milieu du Miocène

Coupe II. l'édifice subbétique, formé d'unités différentes, est affecté par les rétrocharriage dirigé du N vers le S.

En résumé, le Subbétique de la transversale de la Sierra de Ricote est formé d'un ensemble homogène d'unités, charrié vers le N sur l'Autochtone. Le problème est de savoir si l'unité à matériel marneux située immédiatement sous la masse du Subbétique et sur l'Autochtone est une unité

indépendante ou une couverture décollée de la partie frontale de la masse subbétique (unité de la Sierra de Lloro).

## 2. Phase de rétrocharriages (début du Miocène supérieur)

A. La bordure orientale de la Sierra de Ricote a été affectée, postérieurement à la mise en place des nappes, par des accidents d'origine profonde ayant provoqué des contacts anormaux plongeant vers l'E.

Des unités, initialement situées sous le Subbétique charrié de la Sierra de Ricote, sont venues localement chevaucher les unités allochtones.

B. La phase de rétrochevauchements a affecté un édifice complexe formé d'unités largement charriées vers le N. Elle est responsable du N vers le S :

1° - du rétrochevauchement de l'unité de la Sierra de Lloro. Le synclinal qui sépare cette Sierra de la Sierra de Ricote a été écaillé en direction du S et chevauché, du côté nord, par la partie méridionale de la Sierra de Lloro.

2° - du chevauchement de l'unité de la Garita sur celle de Mezquila ;

3° - du renversement des couches de base de l'Helvétien supérieur au S de la Sierra de Ricote, à la bordure du bassin miocène de Mula.

## 3. Phases récentes

Une phase récente a ployé l'ensemble charrié puis rétrocharrié en vastes anticlinaux. Les terminaisons périclinales affectent les unités charriées, les unités rétrocharriées ainsi que les unités de la bordure orientale.

Des failles d'effondrement verticales affectent enfin la masse subbétique dans une dernière phase de distension post-tortonienne.

## **CHAPITRE XVI**

**ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE  
ESPAÑA**

C H A P I T R E XVI

ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE ESPUÑA

1. INTRODUCTION ET GENERALITES	502
2. ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DU MORRON DE TOTANA	507
3. LES UNITES SUPERIEURES DE LA SIERRA DE ESPUÑA	515
4. LES UNITES A MATERIEL PERMO-TRIASIQUE DE LA SIERRA DE ESPUÑA	522
5. CONCLUSIONS GENERALES SUR LA TECTONIQUE DE LA SIERRA DE ESPUNA	534

## 1. INTRODUCTION ET GENERALITES

### A. Introduction

P. Fallot publiait, en 1929, une petite monographie sur la Sierra de Espuña. Il y reconnaissait essentiellement l'appartenance "malagaise" des différentes unités ; sur une base alpujarride (région d'Aledo), il décrit une série d'écaillés à matériel permo-triasique qui supportaient, vers le N, une série mésozoïque et cénozoïque (essentiellement lutétienne). Selon lui, "le front nord de la Sierra (conglomérats du Lutétien ou d'un terme plus élevé du Nummulitique) s'envoyait sous les marnes néogènes du Rio de Pliego".

Bien que persuadé de l'origine méridionale, "ultra", du Bétique de la Sierra de Espuña, P. Fallot pensait qu'il y avait certaines analogies entre l'Eocène malagais de Malvariche et celui, subbétique, de la Sierra de Ponce, située plus au N. Il avait été tenté, de ce fait, d'associer les reliefs s'étendant au N de la Sierra de Espuña à l'élément tectonique supérieur des nappes internes. Cette idée entraînait l'origine "ultra" du Subbétique, fait contradictoire avec le passage de faciès observé entre Subbétique et Prébétique autochtone. Ne tenant plus compte de cette homologie supposée des assises subbétiques et malagaises, P. Fallot plaça alors un contact anormal majeur entre le Bétique de la Sierra de Espuña et le Subbétique de la Sierra de Ponce. Le contact serait voilé sous le "Néogène" de la vallée du Rio de Pliego ou Rio Tornajos. Plus tard (1944) P. Fallot reprenait en détail ses premières observations et émettait diverses hypothèses sur la structure tectonique de cet ensemble. Nous les examinerons plus loin (fig. 168 ).

Entre temps, R. Staub (1934), dans une interprétation générale des Cordillères bétiques, faisait de la partie basale permo-triasique de la Sierra, sa "nappe de Murcie" dont la couverture secondaire et tertiaire, expulsée vers le N, constituerait le Subbétique interne. Sur la "nappe de Murcie", viendrait la "nappe de Malaga s.s.", d'origine plus méridionale et dont la couverture frontale (Mésozoïque et Tertiaire) correspondrait à la "zone de l'Espuña" ou Espuña-zone". Il plaçait donc entre la "zone de l'Espuña" et

la "nappe de Murcie", un contact anormal majeur.

En résumé, P. Fallot souligna toujours le caractère hypothétique des solutions tectoniques qu'il proposait pour la Sierra de Espuña. Il y a quelque temps encore (1958), il se demandait même s'il ne fallait pas voir dans la Sierra de Espuña un élément subbétique, tant certains termes (du Trias au Lutétien) lui paraissaient semblables à ceux du Subbétique tout proche.

E. Dupuy de Lôme et E. Trigueros sont les auteurs de la feuille de Coy au 50.000e, publiée en 1958. Elle intéresse la partie septentrionale de la Sierra de Espuña.

E. Trigueros et A. Navarro (1961), plus récemment, ont publié une série de notes sur la Sierra de Espuña. Ces auteurs reconnurent "sur une base alpujarride une double répétition d'une nappe triasique".

## B. Généralités

Dans une série de notes préliminaires, nous avons pu préciser les grands traits structuraux de la Sierra de Espuña (1962 a et b).

Du N vers le S, on distingue :

1. les unités à matériel secondaire et tertiaire. Sur une sole permo-triasique commune, reposent successivement de bas en haut, les unités malaguides suivantes :

- a. l'écaille du Cerro de las Cabras,
- b. l'unité du Morron de Totana,
- c. l'unité de Prat Mayor,
- d. l'unité de Perona.

Outre le Permo-Trias, ces ensembles possèdent une série débutant à l'Infralias et se terminant souvent au Lutétien supérieur.

Rappelons ici qu'uniformément transgressifs sur les imbrications malaguides et formant le versant nord de la Sierra de Espuña, viennent des conglomérats quartzeux et des calcaires de l'Eocène supérieur suivis de conglomérats calcaires de l'Oligocène inférieur ;

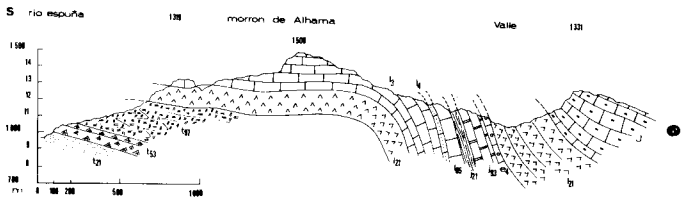
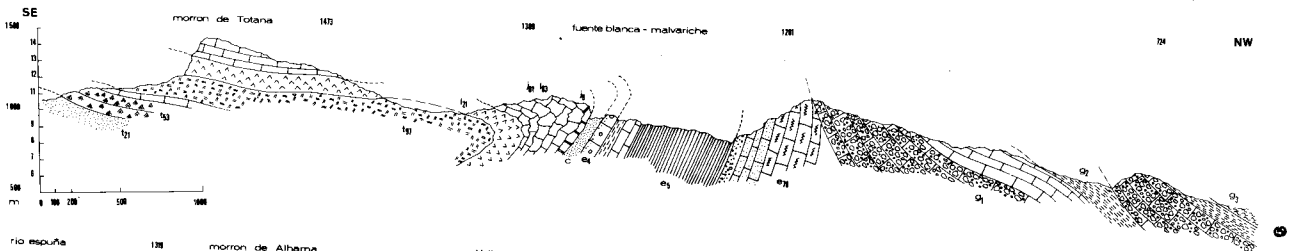
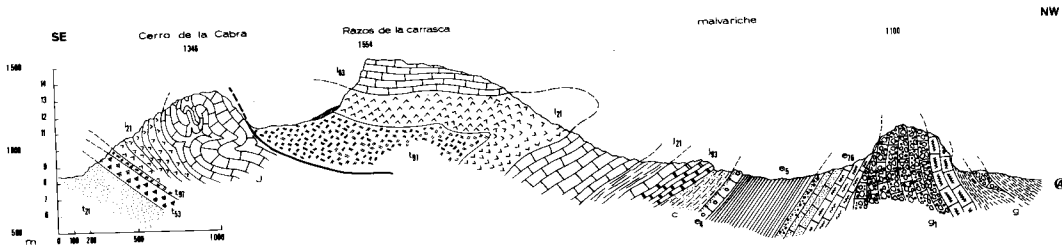
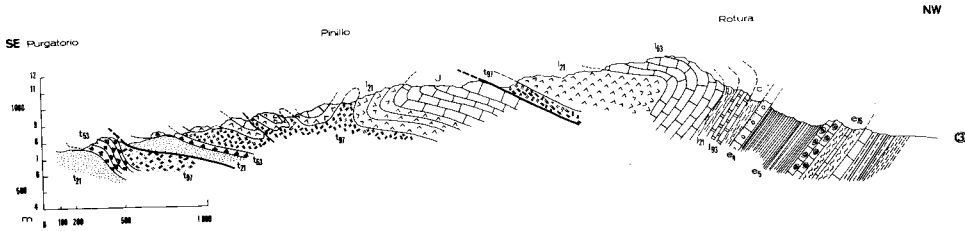
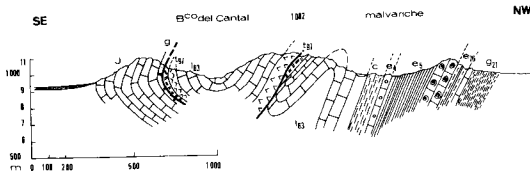
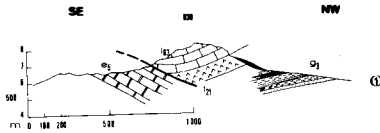
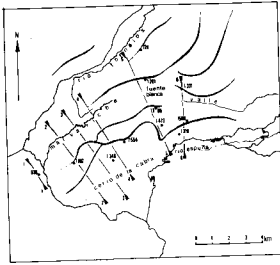
2. la base permo-triasique commune aux unités septentrionales. Il s'agit de grès et d'argiles gréseuses admettant des niveaux de conglomérats du Permo (?) - Trias inférieur à galets de quartz, de dolomies sombres et de calcaires vermiculés du Trias moyen, et de marnes vertes à gypse du Trias supérieur ; à cette série permo-triasique, nous relierons les écaillés de l'Atalaya qui sont, en fait, de simples imbrications de la base de l'unité du Morron de Totana.

3. les unités à matériel permo-triasique (de haut en bas, unités du Morron Largo, de la Santa et de Yéchar). Elles sont formées d'une série argilo-gréseuse, rouge lie-de-vin, du Permo-Werfénien puis de calcaires en plaquettes et de dolomies noires du Trias moyen en enfin de marnes à gypse rouge-brûlé, peu épaisses, attribuables au Keuper. Ces différentes unités sont séparées par des contacts anormaux plongeant régulièrement vers le NW ;

fig. 165 Coupes sériées dans l'unité du Morron de Totana (Bétique de Malaga de la Sierra de Espuña.

Coupe 1 : extrémité occidentale de la Sierra de Espuña, au delà de la route Totana-Bullas

$l_{2,1}$  : dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{6,3}$  : calcaires liasiques ;  $e_5$  : calcaires marneux et marnes à Nummulites lutétiens.  $g_3$  : marnes sableuses de l'Oligocène supérieur à *Almaena escornebovensis* Sigal appartenant à la série post-orogénique de la "zone-limite" du Rio de Iliego.





Coupe 2 : coupe de l'extrémité occidentale de l'unité du Morrón de Totana (au niveau de la partie basse de Malvariche)

$t_{9,7}$  : marnes à gypse du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{6,3}$  : calcaires liasiques ; c : Crétacé ;  $e_4$  : calcaires à Alvéolines de l'Yprésien ;  $e_5$  : marnes et marno-calcaires du Lutétien

série post-orogénique par rapport à la phase anté-auversienne :

g : calcaires à Lépidocyclines ;  $g_{2,1}$  : calcaires et marnes de l'Oligocène inférieur Almaena cf. epistominoidés<sup>1</sup> (Marie)

Coupe 3 : Coupe de l'unité du Morrón de Totana au niveau de la Casa de Rotura

unité du Morrón de Totana s.s. :  $t_{9,7}$  : marnes bigarrées à gypse du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{6,3}$  : calcaires liasiques ;  $j_{2,1}$  : calcaires légèrement marneux du Dogger ;  $j_{9,3}$  : calcaires du Jurassique supérieur ; c : Crétacé ;  $e_4$  : calcaires (Yprésiens) ;  $e_5$  : marnes et marno-calcaires à Nummulites du Lutétien.

série post-orogénique par rapport à la phase anté-auversienne :

$e_{7,6}$  : marnes et calcaires de l'Eocène supérieur ;  $g_{2,1}$  : marnes et calcaires de l'Oligocène inférieur.

Ecaille du Cerro de la Cabra et son substratum permo-triasique :

$t_{2,1}$  : grès et conglomérats du Trias inférieur ;  $t_{5,3}$  : dolomies du Muschelkalk ;  $t_{9,7}$  : marnes vertes à gypse du Trias supérieur ;  $l_{2,1}$  : dolomies grises du Lias inférieur (et de l'Infralias) ; j : calcaires jurassiques. Permo-Trias de base :  $t_{2,1}$  : marnes gréseuses, grès et conglomérats du Trias inférieur ;  $t_{5,3}$  : dolomies noires du Muschelkalk ;  $t_{9,7}$  : marnes rouges du Keuper.

Coupe 4 : coupe de l'unité du Morrón de Totana au niveau des Razos de la Carrasca

Unité du Morrón de Totana s.s.  $t_{9,7}$  : marnes vertes à gypse du Keuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{6,3}$  : calcaires liasiques ;  $j_{2,1}$  : calcaires du Dogger ;  $j_{9,3}$  : calcaires du Jurassique supérieur ; c : calcaires marno-gréseux du Néocomien ;  $e_4$  : calcaires à Alvéolines de l'Yprésien ;  $e_5$  : marnes et marno-calcaires du Lutétien.

série post-orogénique par rapport à la phase anté-auversienne :

$e_{7,6}$  : calcaires gréseux, conglomérats à quartz de l'Auversien et de l'Eocène supérieur ;  $g_1$  : calcaires à Algues et conglomérats calcaires de l'Oligocène basal ; g : marnes ocres de l'Oligocène inférieur.

Ecaille du Cerro de la Cabra et Permo-Trias :

$t_{2,1}$  : grès du Trias inférieur ;  $t_{5,3}$  : dolomies et calcaires du Muschelkalk ;  $t_{9,7}$  : marnes à gypse du Trias supérieur ;  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; j : calcaires jurassiques.

Coupe 5 : coupe de l'unité du Morron de Totana au niveau du Morron de Totana  
t<sub>2.1</sub> : grès du Trias inférieur ; t<sub>5.3</sub> : dolomies et calcaires du Muschelkalk ;  
t<sub>9.7</sub> : marnes à gypse du Trias supérieur ; l<sub>2.1</sub> : dolomies grises de l'In-  
fralias et de la base du Lias inférieur ; j<sub>8.1-6.3</sub> : calcaires du Lias,  
Dogger-Malm inférieur ; j<sub>9</sub> : calcaires tithoniques ; c : Crétacé (Albien  
et Crétacé supérieur) ; e<sub>4</sub> : calcaires à Alvéolines de l'Yprésien ; e<sub>5</sub> :  
marnes, calcaires et marno-calcaires à Nummulites du Lutétien.

série post-orogénique par rapport à la phase anté-auversienne :  
e<sub>7.6</sub> : conglomérats, calcaires gréseux et calcaires de l'Eocène supérieur ;  
g<sub>1</sub> : conglomérats calcaires, calcaires à Algues de l'Oligocène basal ;  
g<sub>2</sub> : marnes ocres de l'Oligocène inférieur ; g<sub>3</sub> : marnes rouges de l'Oli-  
gocène supérieur et de l'"Aquitarien".

Coupe 6 : coupe de l'unité du Morron de Totana au niveau del Valle

Unité du Morron de Totana : t<sub>2.1</sub> : grès du Trias inférieur ; t<sub>5.3</sub> : dolomies  
et calcaires du Muschelkalk ; t<sub>9.7</sub> : marnes à gypse du Keuper ; l<sub>2.1</sub> : dolo-  
mies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; l<sub>3</sub> : calcaires  
du Lias inférieur ; l<sub>4</sub> : calcaires ferrugineux du Lias moyen (Domérien) ;  
l<sub>6.5</sub> : calcaires du Lias supérieur ; j<sub>2.1</sub> : calcaires marneux du Dogger ;  
j<sub>9.3</sub> : calcaires du Malm ; e<sub>4</sub> : calcaires à Alvéolines de l'Yprésien ;

Unité de Prat Mayor :

l<sub>2.1</sub> : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  
J<sub>1</sub> : calcaires jurassiques.

4. l'unité de los Molinos, à caractère franchement alpujarrides, formée de  
phyllades violettes et de quartzites verts du Permo-Werfénien et de Trias  
moyen-supérieur calcaire et dolomitique.

La structure d'ensemble de la Sierra de Espuña est complexe puis-  
que plus de sept éléments tectoniques se succèdent du N vers le S, les con-  
tacts anormaux les séparant plongeant vers le NW ou vers l'W-NW.

Après la description des différentes unités, nous aborderons sur  
le plan théorique le problème des relations entre le Bétique de Malaga et  
le Subbétique. Nous examinerons de ce fait la question de la "zone-limite"  
du Rio de Pliego.

2. ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DU MORRON DE TOTANA (fig. 165 )

a. Extrémité sud-occidentale de la Sierra de Espuña  
(coupe 3, fig. 165 )

Nous étudierons un profil caractéristique débutant, au N, dans la vallée du Rio de Pliego et se terminant, au S, à quelques centaines de mètres du village du Purgatorio. On distingue du N vers le S :

1. l'unité du Morron de Totana, en contact anormal, sur l'écaille du Cerro de la Cabra. Toute la série jurassique se développe vers le NW en un pli en genou. Du haut de la falaise vers la dépression de Malvariche, on traverse, renversés, la série jurassique, le Crétacé inférieur, l'Eocène inférieur et moyen et enfin l'Eocène supérieur-Oligocène post-nappe ;

2. l'écaille du Cerro de la Cabra, très disloquée, comme le montre la coupe mais où l'on reconnaît, de bas en haut :

$t_{2,1}$  : des argiles gréseuses et des grès rouges du Permo-Werfénien, comportant, à leur sommet des conglomérats à ciment dolomitique et à galets de quartz (cg) ;

$t_{5,3}$  : des dolomies sombres à silex du Trias moyen ;

$t_{9,7}$  : une puissante série d'argiles vertes à blanches, contenant du gypse blanc et noir.

Cet ensemble triasique est caractéristique de la masse permo-triasique située immédiatement sous les unités du Morron de Totana et de Prat Mayor.

$l_{2,1}$  : des dolomies grises infraliasiques ;

J : des calcaires compacts et oolitiques du Lias inférieur ;

3. une écaille à matériel permo-triasique, formée de grès rouges micacés et d'argiles gréseuses ( $t_{2,1}$ ) du Trias inférieur ; viennent ensuite des

dolomies à patine sombre du Muschelkalk ( $t_{5.3}$ ). Le dernier horizon de cette écaille est peu épais : grès rouges et blancs, marnes rouge brique et blanches du Trias supérieur ( $t_{9.7}$ ).

Deux styles tectoniques apparaissent dans cette coupe :

1. les différentes unités sont superposées suivant des contacts anormaux plongeant vers le N qui paraissent traduire un déplacement apparent du N vers le S. Nous n'avons pas mis en évidence, en effet, de dispositifs pouvant prouver l'existence de têtes plongeantes vers le N ;
2. l'unité du Morron de Totana est ployée, elle, en un vaste pli en genou à flanc nord renversé qui traduit donc un mouvement apparent du S vers le N.

Nous verrons que ces deux styles coexistent tout au long de la Sierra.

#### b. Evolution vers l'W

Entre cette coupe et la route Totana-Bullas, la structure se complique beaucoup (coupe 2, fig. ). L'écaille du Cerro de la Cabra prend une extension plus grande. La montagne (au S du Barranco del Contal) est formée de calcaires jurassiques en série normale mais la partie haute se renverse vers le N. Elle chevauche ainsi une nouvelle série qui débute au Trias. Originellement donc, avant ce renversement, cette dernière série était tectoniquement sur l'écaille de la Cabra (il s'agit donc de l'unité du Morron de Totana).

Vers le N, cette unité est écaillée puisqu'on peut voir sa base liasique et triasique ( $l_{2.1}$  et  $t_{9.7}$ ) chevaucher le Jurassique ( $l_{6.3}$ ) d'un anticlinal : le flanc nord renversé de ce dernier comporte toute une série crétacée et éocène qui se rattache latéralement à celle de la coupe 3.

Au niveau de cette coupe 2, la superposition de l'unité du Morron de Totana sur l'écaille du Cerro de la Cabra est postérieure à la mise en place des unités malaguides puisque le Trias ( $t_{9.7}$ ) repose sur des calcaires oligocènes (g) post-nappe.

c. Coupe de la Sierra de Espuña au niveau du Cerro de la Cabra (coupe 4 fig. 165)

A l'E de la zone del Pinillo, l'unité du Morron de Totana s'étale largement. Les reliefs dolomitiques de la partie méridionale de l'unité dominant une dépression marneuse séparant le Cerro de las Cabras des Razos de la Carrasca. Au N, le flanc de la montagne descend régulièrement jusque dans la vallée de Malvariche au niveau du hameau. Avant d'atteindre le Rio de Pliego, il faut escalader un haut massif (El Bosque) essentiellement formé de conglomérats calcaires oligocènes.

Sur le plan tectonique, on distingue du N vers le S :

1. l'unité du Morron de Totata qui repose, en contact anormal par l'intermédiaire d'une masse très importante de marnes vertes à gypse blanc et noir ( $t_{9,7}$ ) sur l'écaille du Cerro de la Cabra. Cette unité est ployée en anticlinal déversé. Le flanc sud est formé de dolomies infraliasiques et liasiques. Vers le N, avant d'atteindre la grande vallée de Malvariche, le flanc septentrional de l'anticlinal se renverse. Il est constitué de toute la série jurassique (J), de Crétacé réduit (c) et de l'Eocène anté-nappe ( $e_{5,4}$ ). L'Eocène supérieur transgressif est formé de calcaires. Etant donné le renversement, il s'appuie sur les conglomérats ( $g_1a$ ) du massif del Bosque, puissants, subverticaux et surmontés vers le N, de calcaires à Algues et Polypiers ( $g_1b$ ), suivis de marnes ocres de l'Oligocène inférieur ( $g_2$ ) ;

2. l'écaille du Cerro de la Cabra, assez puissante, formée de dolomies grises ( $l_{2,1}$ ) et de calcaires oolitiques liasiques ( $l_3$ ). Cette écaille se trouve en apparente continuité sur le Permo-Trias de base ;

3. la base permo-triasique des unités septentrionales de la Sierra : grès rouge-brique et conglomérats du Trias inférieur ( $t_{2,1}$ ), dolomies sombres à silex et calcaires du Muschelkalk ( $t_{5,3}$ ) et marnes ocres du Keuper ( $t_{9,7}$ ).

d. L'unité du Morron de Totana à l'E du sommet ESPUÑA (coupe 5 fig. 165 ).

L'unité du Morron de Totana est ployée en pli en genou à flanc nord légèrement renversé. L'écaille du Cerro de la Cabra disparaît, au SE du sommet ESPUÑA. La série jurassique repose alors sur un ensemble puissant de marnes à gypse du Keuper ( $t_{9.7}$ ), elles-mêmes superposées aux dolomies et calcaires du Muschelkalk ( $t_{5.3}$ ) faisant suite aux grès du Trias inférieur ( $t_{2.1}$ ).

Vers le N, le coeur de l'anticlinal est occupé par des marnes à gypse (zone des Pozos de Nieve). L'évolution du flanc nord du pli est rapide. Toute la série jurassique est en effet, renversée face au hameau de Malvariche. Ce renversement est effectif jusque dans la zone de la Fuente Blanca à partir de laquelle les couches se redressent.

La terminaison orientale de l'unité du Morron de Totana (coupe 6, fig. 165 ) est simple puisqu'il s'agit d'une série monoclinale, pliée en genou et qui s'enfonce (au niveau del Valle) sous les dolomies chevauchantes de l'unité de Prat Mayor. Contrairement à ce que P. Fallot avait indiqué (1945), les niveaux situés au N del Valle n'appartiennent pas à l'unité du Morron de Totana.

Seule, la zone de la Fuente Blanca, entre les vallées de Malvariche et de Prat Mayor, présente des complications que nous étudierons maintenant.

e. L'unité du Morron de Totana dans la zone de la Fuente Blanca (coupe 6, fig. 165 et fig. 166 )

La partie septentrionale de l'unité du Morron de Totana est uniformément renversée, nous l'avons vu, des Casas de Malvariche jusqu'au col de la Fuente Blanca. Au niveau du col, cette unité est ployée en synclinal déversé vers le SW. Le flanc septentrional de celui-ci est chevauché par les dolomies infraliasiques de l'unité de Prat Mayor. Le coeur de ce synclinal est essentiellement formé de couches conglomératiques et de calcaires à Alvéolines de l'Yprésien-Lutétien inférieur. En direction du NW, le synclinal s'ouvre et s'enrichit de termes plus récents lutétiens. Le flanc nord n'est pas ici renversé et, de ce fait, les calcaires jurassiques réapparaissent sous l'Eocène au niveau de la cote 1180.

Ce pli, qui affecte l'unité du Morron de Totana au NE est recouvert, obliquement par la tranche, par les couches transgressives de l'Auversien.

L'ensemble - séries anté-auversiennes et Eocène supérieur transgressif - a été, tardivement ployé en anticlinal à flanc nord renversé. Ce mouvement posthume, puisqu'il affecte les séries transgressives aussi bien que les unités tectoniques sous-jacentes, a considérablement troublé la structure préexistante.

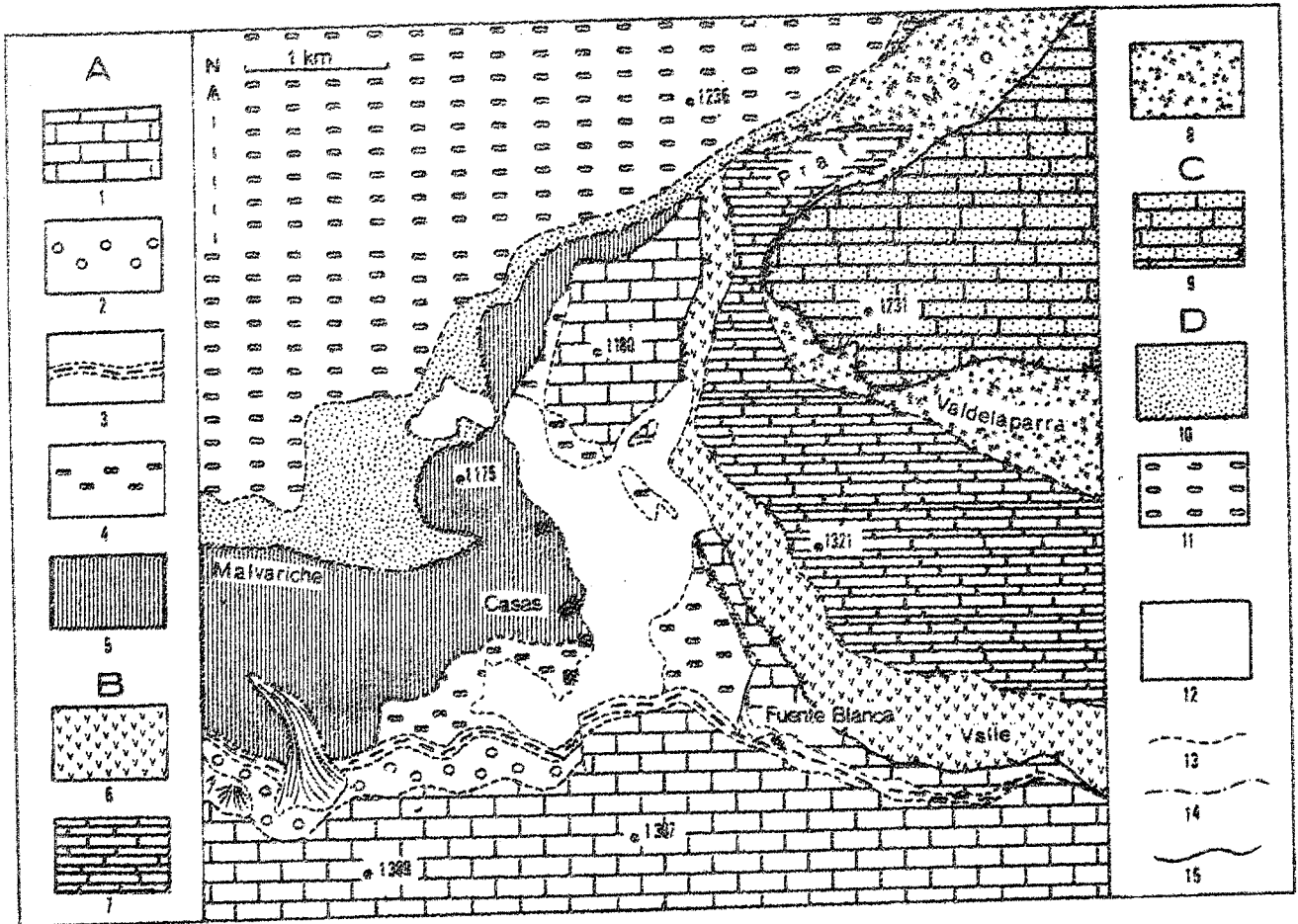


fig. 166 Carte géologique schématique de la zone de la Fuente Blanca

A. Unité du Morron de Totana : 1. calcaires jurassiques ; 2. marnes gréseuses glauconieuses albiennes et calcaires du Crétacé supérieur ; 3. calcaires à Alvéolines yprésiens ; 4. calcaires, marno-calcaires à Nummulites et Oursins du Lutétien.

B. Unité de Prat Mayor : 6. dolomies grises infraliasiques et liasiques ; et jurassiques ; 8. argiles à lignite du Lutétien continental.

C. Unité de Perona : 9. dolomies et calcaires liasiques ; 10. conglomérats, calcaires de l'Éocène supérieur dont l'Auversien ; 11. conglomérats calcaires de l'Oligocène inférieur ; 13. contact stratigraphique ; 14 : transgression ; 15 : contact anormal.

f. Terminaison orientale de l'unité du Morron de Totana

La ligne de crête dénommée Morron de Totana se termine à l'E



par un sommet appelé Morron de Alhama.

La série monoclinale affleurant à son niveau se termine brusquement au N de la Casa Forestal de la Perdiz. Il semble que les couches dolomitiques et calcaires y reposent par la tranche, sur les marnes du Trias supérieur.

Plus à l'E encore, l'unité de Prat Mayor repose directement sur le Permo-Trias, sole de l'unité du Morron de Totana.

Le fait que, d'W en E, l'écaille du Cerro de la Cabra, les unités du Morron de Totana et de Prat Mayor reposent sur la même base permo-triasique implique l'indépendance de la couverture jurassique-crétacée et nummulitique par rapport à son substratum triasique et permet de qualifier les unités de Prat Mayor et de Perona d'imbrications de celle du Morron de Totana.

g. Nature du contact séparant les séries secondaires et tertiaires et le Permo-Trias.

La nature de ce contact a été interprétée de manière très différente par P. Fallot et R. Staub.

Dans les trois hypothèses que P. Fallot a envisagées (1945, p. 298) (fig. 168 ) on relève toujours, quel que soit le sens du déplacement choisi, une liaison étroite entre le Secondaire et le Trias immédiatement sous-jacent. Nous examinerons le problème tectonique de la Sierra de Espuna à la fin de ce chapitre mais il convient, dès à présent, de réfuter avec P. Fallot, l'argumentation de R. Staub qui isolait le Secondaire et le Nummulitique du Trias sous-jacent en en faisant une nappe d'origine "ultra" totalement indépendante des unités permo-triasiques sous-jacentes. Dans cette hypothèse, la couverture des ensembles permo-triasiques aurait été expulsée

vers le N et constituerait le Subbétique interne.

Pour appuyer cette théorie, R. Staub liait au Permo-Trias une couverture conglomératique ("conglomérats jurassiques ou crétacés") rappelant la "Saluverserie" des Alpes des Grisons.

Ni P. Fallot, ni nous-même, n'avons pu mettre en évidence de telles formations jurassiques ou crétacées.

#### h. Conclusions relatives à l'unité du Morron de Totana

Les termes stratigraphiques de l'unité du Morron de Totana, nous l'avons vu, présentent beaucoup d'affinités lithologiques avec ceux de la nappe de Malaga s.s.

Elle présente les caractères structuraux suivants :

1. au NW, elle est recouverte en transgression par des formations datées de l'Auversien, à leur base ;

2. au N, elle est surmontée tectoniquement par l'unité de Prat Mayor ;

3. au SW, elle repose sur une série triasique dans laquelle s'insère le Jurassique de l'écaille du Cerro de la Cabra.

Deux styles tectoniques, apparemment contradictoires se rencontrent :

1° l'unité du Morron de Totana est ployée en pli en genou à flanc nord vertical ou renversé. Ce renversement presque total dans la partie occidentale s'atténue vers le NE pour faire place, dans la zone del Valle à une disposition redressée mais normale. Ce renversement est postérieur à la mise en place des unités supérieures de la Sierra de Espuña ; en effet, l'Auversien

et l'Eocène supérieur post-nappe sont également affectés par ce renversement. L'on peut rattacher hypothétiquement ce mouvement à la phase qui a provoqué le charriage du Subbétique sur le Prébétique vers le milieu du Miocène.

2° la partie méridionale de l'unité du Morron de Totana paraît visiblement affectée par des mouvements apparemment dirigés du N vers le S, c'est-à-dire en sens contraire des déplacements du Subbétique situé plus au N. Il convient de séparer deux choses :

a. les mouvements anté-auversiens affectent une grande partie de la Sierra. Les contacts anormaux plongent régulièrement vers le NW et l'on peut envisager que lors de la phase anté-auversienne, les séries malagaises se sont écaillées par suite d'une poussée du NW vers le SE ;

b. ces mouvements dirigés vers le SE pourraient être attribués en partie à la phase tardive de retrochevauchements qui suit immédiatement la phase de charriage du Subbétique sur le Prébétique. En effet, dans la partie sud-occidentale de l'unité, on peut mettre en évidence de l'Oligocène (c'est-à-dire un terme post-nappe dans l'édifice interne pris dans des contacts anormaux (coupe 1 et 2 fig. 165).

### 3° LES UNITES SUPERIEURES DE LA SIERRA DE ESPUNA

#### a. Introduction

L'unité du Morron de Totana que nous venons d'étudier forme la

fig. Coupes tectoniques des unités supérieures de la Sierra de Espuña  
(unités de Prat Mayor et de Perona)

Coupe 1 : coupe débutant de la dépression del Valle, passant par les mines de Prat Mayor et se terminant au sommet Perona

Unité du Morrón de Totana : J : calcaires jurassiques ; e<sub>4</sub> : calcaires à Alvéolines de l'Yprésien.

Unité de Prat Mayor : l<sub>1</sub> : dolomies grises et argiles verdâtres du Rhétien ; l<sub>2.1</sub> : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; l : calcaires liasiques ; J<sub>2.1</sub> : calcaires du Dogger ; J<sub>7.3</sub> : calcaires du Malm inférieur ; J<sub>9.8</sub> : calcaires du Kiméridgien-Tithonique ; e<sub>5</sub> : argiles à lignite et lentillés de conglomérats calcaires à quartz du Lutétien continental.

Unité de Perona : l<sub>2.1</sub> : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; l<sub>4.3</sub> : calcaires liasiques dont un épisode grés-ferrugineux au Pliensbachien.

Série transgressive post-orogénique : g<sub>1</sub> : conglomérats calcaires de l'Oligocène basal.

φ<sub>1</sub> et 2 : contacts anormaux de la phase anté-auversienne.

Coupe 2 : coupe de la partie septentrionale de la Sierra de Espuña (zone de Valdelaparra et partie basse de Prat Mayor)

Unité du Morrón de Totana (fenêtre de Prat Mayor) : e<sub>5</sub> : calcaires à Gastéropodes, marno-calcaires gréseux à Nummulites du Lutétien.

Unité de Prat Mayor :

l<sub>2.1</sub> : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; J<sub>2.1</sub> : calcaires jurassiques ; J<sub>9.8</sub> : calcaires du Kiméridgien-Tithonique ; c<sub>7.1</sub> : calcaires du Crétacé supérieur et marnes glauconieuses albiennes ; e<sub>5</sub> : marnes et argiles à lignite du Lutétien.

Unité de Perona : l<sub>2.1</sub> : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; l<sub>3</sub> : calcaires liasiques ; l<sub>4.3</sub> : calcaires liasiques dont le Pliensbachien.

série transgressive post-orogénique : g<sub>1</sub> : conglomérats calcaires de l'Oligocène basal.

Coupe 3 : coupe transversale par rapport aux précédentes

Unité du Morrón de Totana : J : calcaires jurassiques ; J<sub>9.8</sub> : calcaires rouges du Kiméridgien-Tithonique ; e<sub>4</sub> : calcaires à Alvéolines de l'Yprésien ; e<sub>5</sub> : marno-calcaires à Nummulites du Lutétien.

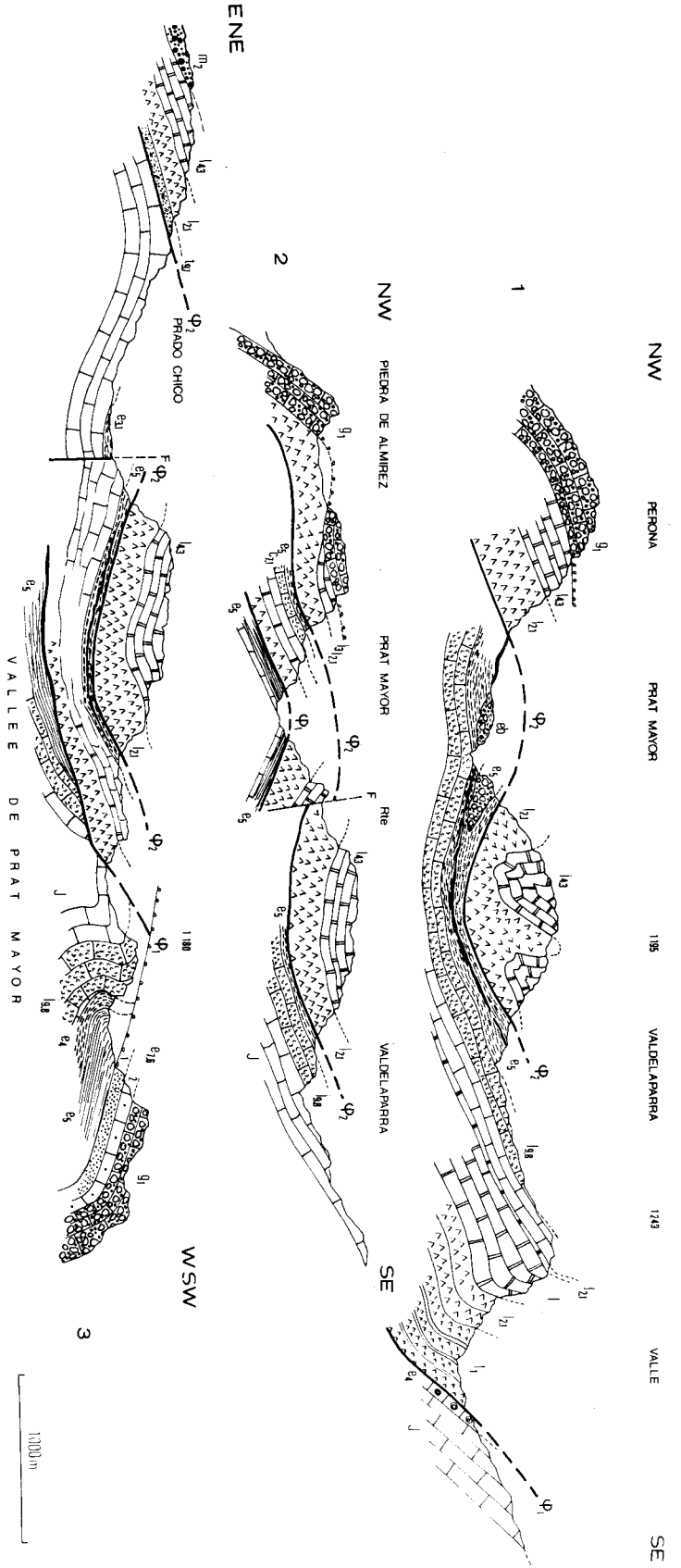
Unité de Prat Mayor : l<sub>2.1</sub> : dolomies liasiques ; J : calcaires jurassiques ; e<sub>3.1</sub> : grès et marnes sableuses de l'Eocène inférieur (zone du Prado Chico) ; e<sub>5</sub> : argiles à lignite du Lutétien continental.

Unité de Perona : t<sub>9.7</sub> : grès, gypse, marnes bigarrées du Keuper ; l<sub>2.1</sub> : dolomies grises infraliasiques et de la base du Lias inférieur ; l<sub>4.3</sub> : calcaires liasiques.

Série transgressive post-orogénique : e<sub>7.6</sub> : 1. conglomérats à quartz et calcaires gréseux de l'Auversien et 2 : calcaires de l'Eocène supérieur ; g<sub>1</sub> : conglomérats calcaires de l'Oligocène basal.

m<sub>2</sub> : molasses vindoboniennes post-orogénique franc.

BUGS LILLE



partie occidentale de la Sierra de Espuña. Vers l'E, nous avons vu qu'au niveau del Valle, elle s'enfonce sous les dolomies liasiques de l'unité de Prat Mayor. Cette unité forme la majeure partie de l'E de la Sierra.

L'unité de Prat Mayor est surmontée, à son tour, entre les vallées de Valdelaparra et de Prat Mayor, au NW de Prat Mayor et à l'E de la zone du Prado Chico, par l'unité de Perona, la plus élevée des imbrications malagaïses.

Ces deux dernières unités avaient été groupées avec celle du Morron de Totana par P.Fallot. Cet auteur concevait simplement un passage lateral de faciès entre les séries orientales et occidentales. Sur le plan structural, P.Fallot (1945, p.254) envisageait l'existence de plis synclinaux à fond éocène (comportant des assises à lignite). Il soupçonnait la présence de contacts anormaux d'ampleur non précisable au niveau de Mines.

Nous avons déjà abordé le contact entre l'unité de Prat Mayor et celle du Morron de Totana ( fig. 165 et 166).

L'étude des superpositions est facilitée par la présence, dans les vallées vallées de Prat Mayor et de Valdelaparra, de nombreux puits de mines qui permettent de préciser l'allure des contacts anormaux.

#### b. L'unité de Prat Mayor

Sur le plan stratigraphique, l'unité de Prat Mayor diffère peu de celle du Morron de Totana. Sur un Jurassique calcaire, vient un Néocomien calcaire et un Crétacé supérieur apparemment complet. Au niveau de l'Eocène, on retrouve seulement certains des niveaux définis dans l'unité du Morron de Totana. Dans la partie ouest de l'unité, il s'agit de quelques mètres de calcaires à Alvéolines de l'Yprésien, conglomératiques à la base. La première formation éocène à être uniformément représentée dans l'unité de Prat Mayor,

est une série de marnes sableuses et de grès microconglomératiques de l'Eocène inférieur. Vient ensuite le niveau d'argiles à lignite du Lutétien.

1. Le contact chevauchant de l'unité de Prat Mayor sur celle du Morron de Totana

Lors de l'étude de l'unité du Morron de Totana, nous avons fréquemment fait allusion à ce contact.

Immédiatement au N de l'unité du Morron de Totana, vient l'unité de Prat Mayor qui la chevauche suivant un contact anormal dont l'intersection avec la topographie est de direction est-ouest (fig. 166)

Au niveau del Valle (coupe 1 fig. 167) les dolomies grises liasiques ( $l_1$  et  $l_{2.1}$ ) chevauchent tout d'abord les termes élevés du Jurassique (J) de l'unité du Morron de Totana, qui plongent très fortement vers le N. Dans la partie occidentale del Valle (zone du Camino de Villa), les dolomies de Prat Mayor reposent ensuite sur les calcaires à Alvéolines de l'Yprésien ( $e_4$ ), directement transgressifs sur le Jurassique (J).

Quelques centaines de mètres avant le col donnant accès à la zone de la Fuente Blanca, on peut voir les dolomies de base de l'unité de Prat Mayor reposer directement sur l'Yprésien ployé en synclinal (fig. 166)

L'unité du Morron de Totana se termine, en effet, vers l'W, par un synclinal à coeur yprésien et dont le flanc nord renversé est chevauché par les dolomies liasiques.

Dans la partie haute de Prat Mayor (coupe 3 fig. 167 et fig. 166) le contact anormal ( $\phi$ ) séparant l'unité du Morron de Totana de celle de Prat Mayor se redresse et disparaît sous les couches transgressives conglomératiques de l'Auversien (NE de la cote 1180 fig. 166 et 99 ). Le contact anormal séparant ces deux unités a donc été suivi d'E en W sur plus de 7 km.

## 2. Amplitude du chevauchement : fenêtre de la partie basse de Prat Mayor

La vallée de Prat Mayor qui débute au niveau des maisons de la Fuente Blanca se dirige vers le NE en s'approfondissant progressivement. Quelques kilomètres en aval des mines de Prat Mayor, à la faveur de faille de direction nord-sud qui ont isolé en horst un compartiment, on met en évidence le substratum de l'unité de Prat Mayor (coupe 2 fig. 167)

Sous les dolomies grises liasiques ( $l_{2.1}$ ) de l'unité de Prat Mayor, on relève la présence de marnes ocre à grosses Nummulites et de calcaires à Gastéropodes ( $e_5$ ), faciès caractéristiques du Lutétien de l'unité du Morron de Totana.

La fenêtre est totalement ceinturée par les dolomies. Elle est située à 3,500 km au NE du pied de la cote 1180 et à 5 km del Valle, points où l'on retrouve le contact de base de l'unité de Prat Mayor.

## 3. Extension de l'unité de Prat Mayor

Les affleurements principaux de l'unité de Prat Mayor se situent surtout entre les vallées de Valdelaparra et del Valle. Il s'agit d'une série monoclinale qui se redresse fortement vers le S, au niveau du chevauchement sur l'unité du Morron de Totana.

Vers le N, cette série monoclinale qui comporte tous les termes jusqu'à l'Eocène à lignite, affleure principalement au fond des vallées de Valdelaparra et de Prat Mayor et dans la zone du Prado Chico. Les reliefs qui séparent ces dépressions sont, en effet, constitués par le Jurassique chevauchant de l'unité de Perona qui lui est immédiatement supérieure.



L'état de tectonisation de l'unité de Prat Mayor, est intense, Outre les mouvements tangentiels qui ont mis en place cette unité juste avant l'Auversien, d'innombrables failles, postérieures puisqu'elles affectent toutes les unités malagaises et leur couverture post-orogénique, la découpent en compartiments de plusieurs centaines de mètres de large. Etant donné les faibles rejets de ces failles, on peut nettement suivre les contours de l'unité, le repère cartographique de leur partie supérieure étant constitué par les marnes ocre éocènes, souvent directement superposées aux calcaires jurassiques.

La largeur maximale de l'unité du Morron de Totana, située sous celle de Prat Mayor, est actuellement de 6 km environ. Etant donné l'ampleur des superpositions soulignée par la présence d'une fenêtre dans la partie basse de Prat Mayor, il convient donc de fixer à 6 km minimum la largeur originelle de l'unité.

### C. L'UNITE DE PERONA (fig. 167)

L'unité de Perona est l'élément tectonique le plus élevé de la Sierra de Espuña. Son extension est réduite mais ce fait est lié aux érosions ayant précédé la transgression de deux séries transgressives post-nappe : l'une auversienne, oligocène et miocène au NW et l'autre tortonienne à l'E.

La série stratigraphique de l'unité de Perona est réduite aux dolomies et aux calcaires liasiques. Nous avons vu précédemment qu'on peut lui rattacher une grande klippe sédimentaire incluse dans les conglomérats de l'Oligocène inférieur : calcaires à grain fin du Jurassique s.l., marnes vertes albiennes et calcaires rosés du Crétacé supérieur. Cette série stratigraphique "remaniée" est capitale car elle permet de souligner, par des

arguments stratigraphiques supplémentaires, l'analogie de faciès entre les séries malagaises et subbétiques. Les marnes vertes albiennes sont comparables, à la puissance près, à celles du Subbétique de la Sierra de Ponce et les calcaires rosés rappellent les "couches rouges" sénoniennes du Subbétique.

Le contact anormal de base de l'unité de Perona est très bien défini géométriquement : les dolomies infraliasiques reposent sur les argiles lutéliennes à lignites de l'unité de Prat Mayor. Les exploitations par puits et galeries se situent systématiquement sous le contact anormal de base et suivront son pendage.

L'unité de Perona affleure de part et d'autre de la vallée de Prat Mayor. Elle constitue la partie élevée du flanc nord de la vallée. Elle forme par ailleurs la montagne cotée 1231-1171, située entre les vallées de Prat Mayor et de Valdelaparra. Il s'agit là d'une klippe de plusieurs km<sup>2</sup> flottant sur l'Eocène continental de Prat Mayor. Les galeries d'exploitations sont passées de la vallée de Prat Mayor à celle de Valdelaparra, sans quitter la couche productrice, prouvant ainsi que le massif 1231-1172 flotte totalement (ce que d'ailleurs les contours cartographiques donnaient déjà à penser).

Au NE de la zone du Prado Chico, on retrouve l'unité de Perona, en position chevauchante mais d'extension réduite car elle est recouverte en discordance par les molasses helvétiques.

La largeur de recouvrement observable est de 4 km minimum.

La largeur d'affleurement de l'unité de Perona étant de 5 km au maximum, celle de l'unité de Prat Mayor de 4-6 km au maximum, celle du Morron de Totana de 12 km au minimum, l'ensemble des imbrications malaguides correspondrait à une zone paléogéographique ayant mesure au minimum 25 km de large.

#### d. Conclusions

Les unités supérieures de la Sierra de Espuña, qui se sont mises en place immédiatement avant l'Auversien, sont superposées suivant des contacts

anormaux plongeant vers le N ; elles se sont apparemment déplacées du N vers le S.

L'amplitude des chevauchements est importante puisqu'étant donné les recouvrements observables, la largeur primitive du Bétique de Malaga était de l'ordre de 20 à 25 km au minimum.

#### 4. LES UNITES PERMO-TRIASIQUES DE LA SIERRA DE ESPUÑA

##### A. Introduction

##### 1. Généralités

Au S des unités à matériel jurassique, crétacé et nummulitique, s'étend une vaste région accidentée uniquement formée d'unités à constituants permo-triasiques. Ces dernières sont séparées par des contacts anormaux inclinés vers le NW. Les faciès de leurs termes stratigraphiques diffèrent sensiblement mais nous avons démontré que ces imbrications sont apparentées. C'est ainsi que l'on passe de la série permo-triasique malagaise de l'unité du Morron de Totana aux termes de même âge de la série alpujarride de l'unité de los Molinos par une série d'unités où les faciès sont intermédiaires.

Les termes de base de ces unités sont attribuables au Permo-Werfénien, ce qui implique une discontinuité majeure entre le Paléozoïque et la suite de la série.

##### 2. Les hypothèses de P. Fallot

Avant d'entreprendre l'étude détaillée de ces unités de base, nous évoquerons les trois hypothèses avancées par P. Fallot (1945, p. 297-303), pour tenter d'expliquer le dispositif tectonique de la base de la Sierra de Espuña (fig. 168).

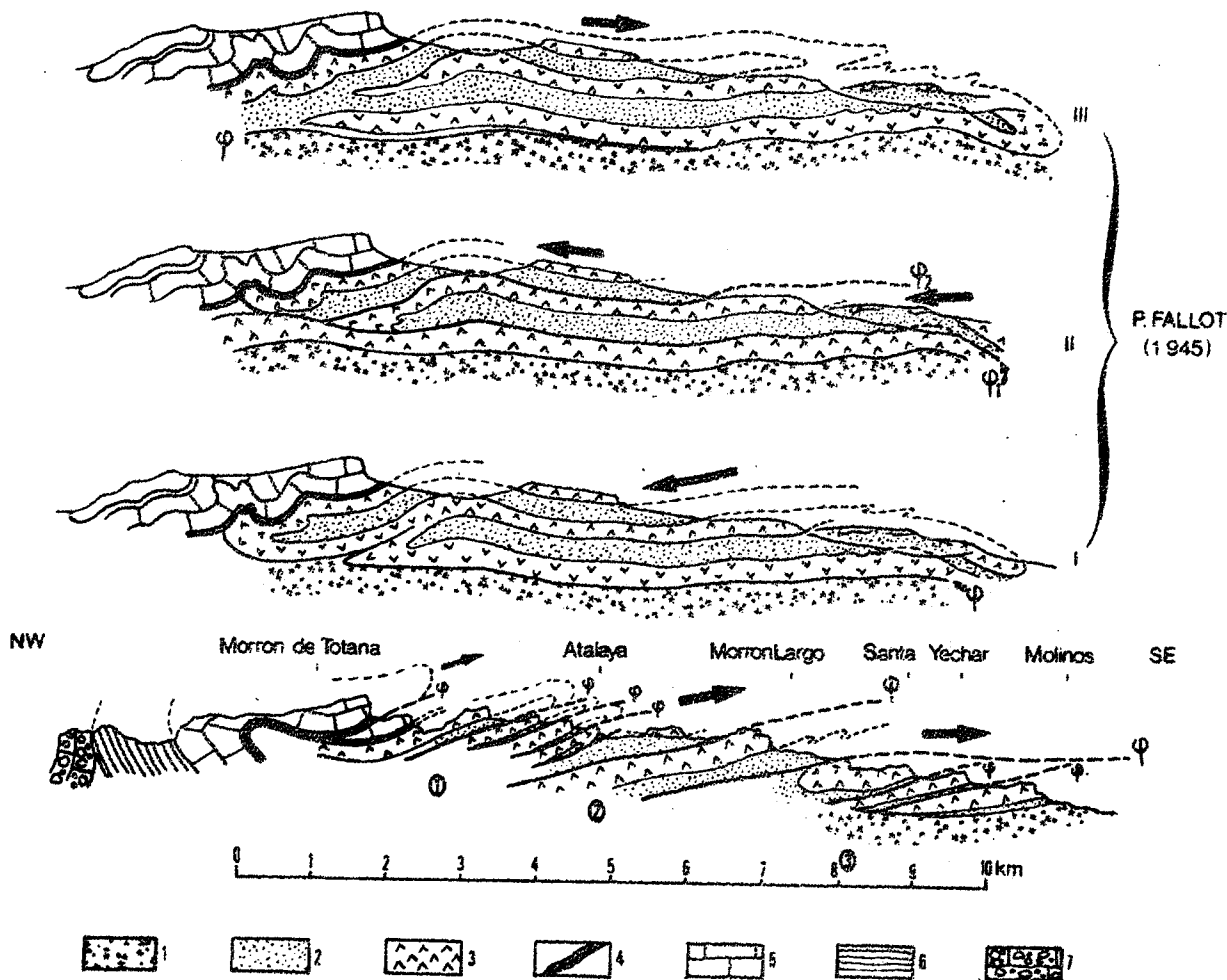


fig. 168 Coupes structurales interprétatives de la Sierra de Espuña

I, II, III hypothèses formulées par P. Fallot (1945)  
 coupe inférieure : structure commentée

1. phyllades paléozoïques et permo-werfénéennes ; 2. Trias inférieur gréseux ;
3. dolomies du Muschelkalk et Keuper pour 3 et du Muschelkalk pour 2 ;
4. Trias marno-gypseux ; 5. série calcaire du Jurassique et du Crétacé ;
6. série éocène ; 7. série éocène transgressive car post-orogénique.

### 1. Hypothèse I

La base permo-triasique de la Sierra de Espuña serait formée de plis couchés dont les têtes plongeantes s'enfoncent sous les séries secondaires et tertiaires. A la base, elles reposent sur les phyllades paléozoïques.

P. Fallot admettait donc, dans cette hypothèse, un contact anormal majeur ( $\phi$ ) à la base des unités permo-triasiques. Au sommet, la série secondaire et tertiaire, débutant au Trias supérieur, serait partiellement decollée vers le N par rapport à son substratum permo-triasique.

## 2. Hypothèse II

Sur une base alpujarride reposeraient deux unités principales en série normale. La plus basse (dite du Morron Largo) repose en contact anormal ( $\phi_1$ ) sur une série alpujarride comportant phyllades paléozoïques et dolomies triasiques. La seconde, en position tectonique supérieure ( $\phi_2$ ) supporterait les séries secondaires et tertiaires du Morron de Totana.

Remarque : ces deux hypothèses impliquent des déplacements importants du matériel de la Sierra de Espuna, du SE vers le NW. Le Bétique de Malaga aurait une origine méridionale par rapport aux Alpujarrides.

## 3. Hypothèse III

Cette hypothèse se rapproche de la première puisqu'elle invoque des plis couchés pour expliquer la succession des ensembles permo-triasiques. A la base de ces séries, on décollerait un contact anormal majeur ( $\phi$ ) les séparant des phyllades paléozoïques. A la différence de l'hypothèse I, les plis seraient couchés vers le S et résulteraient de déplacements du NW au SE.

Plus récemment, E. Trigueros et A. Navarro décrivent (1963) des unités à matériel triasique, superposées et apparemment déplacées du N vers le S.

Seul un levé détaillé couvrant l'ensemble des unités de base de la Sierra de Espuña pouvait résoudre le problème posé par leur structure.

## 3. Les grands ensembles permo-triasiques

Les séries observées peuvent se regrouper en trois ensembles, du N vers le S et de haut en bas :

a. un ensemble permo-triasique supérieur (1) représentant le Trias situé à la base des unités du Morron de Totana et de Prat Mayor. Il s'agit d'une série typiquement malagaise qui s'enfonce régulièrement sous les dolomies.

Vers le centre de la Sierra cette série est ployée en plis très serrés, couchés vers le SE.

Vers l'W, ces plis renversés passent à des écaillés (écaillés de l'Atalaya).

La série stratigraphique de cet ensemble est la suivante :

- . Le Trias inférieur, conglomératique et teinte rouge-brique ;
- . Le Trias moyen, sous forme de dolomies calcaires et de calcaires en plaquettes ;
- . Le Trias supérieur, épais, constitué de marnes vertes à gypse.

b. un ensemble médian (2) représenté par l'unité du Morron Largo. Sa série stratigraphique est assez différente de celle du précédent ensemble ; le Permo-Trias inférieur est marno-gréseux, conglomératique à la base avec, par places, des grès-quartzites verte ; le Trias moyen est dolomitique mais les dolomies sont beaucoup plus foncées que celles du Muschelkalk malagais ; le Trias supérieur, peu épais, montre des marnes rouge-brique, parfois surmontées de dolomies liasiques grises.

Cet ensemble est écaillé dans la partie orientale de la Sierra et l'unité du Morron Largo est parfois représentée par plusieurs écaillés. La couleur des séries rouges est beaucoup plus proche du rouge lie-de-vin que du rouge brique.

c. un ensemble inférieur (3) composite, caractérisé par la présence d'un métamorphisme, léger. Dans cet ensemble, on passe ainsi des unités de la Santa et de Yéchar possédant des caractères malagais à celle de los Molinos, franchement alpujarride, caractérisée par ses phyllades violettes épimétamorphiques.

Au terme du relevé cartographique, il apparaît que la base de la Sierra de Espuña est simple et relève d'un même style tectonique.

Le sens des déversements, l'inclinaison des contacts anormaux et les figures de microtectonique semblent indiquer de manière constante des mouvements tangentiels apparents dirigés du NW vers le SE.

Nous analyserons maintenant en détail ces unités permo-triasiques.

## B. Description de la partie méridionale de la Sierra de Espuña

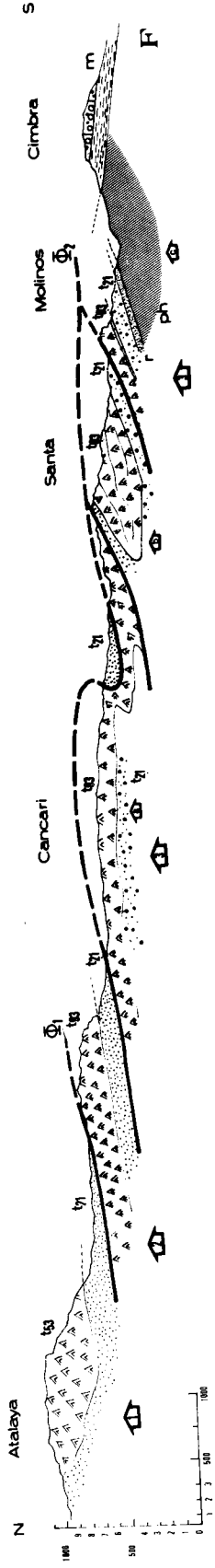
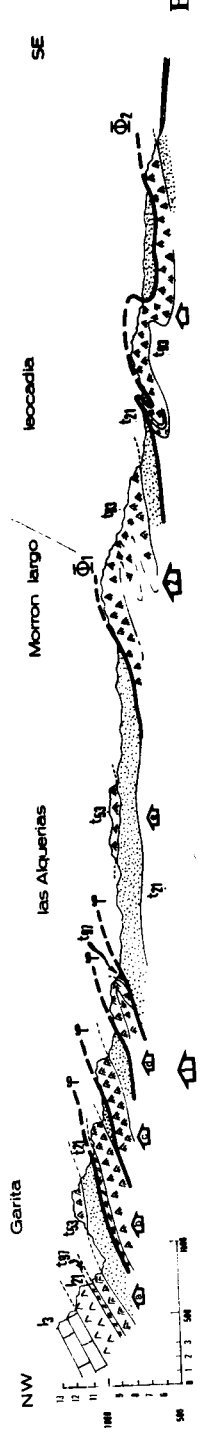
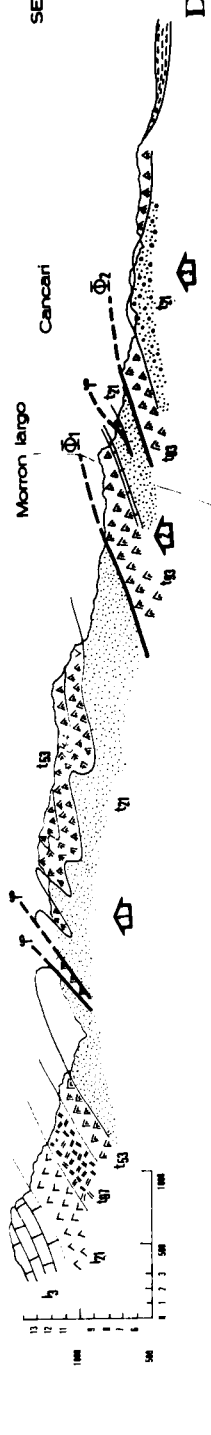
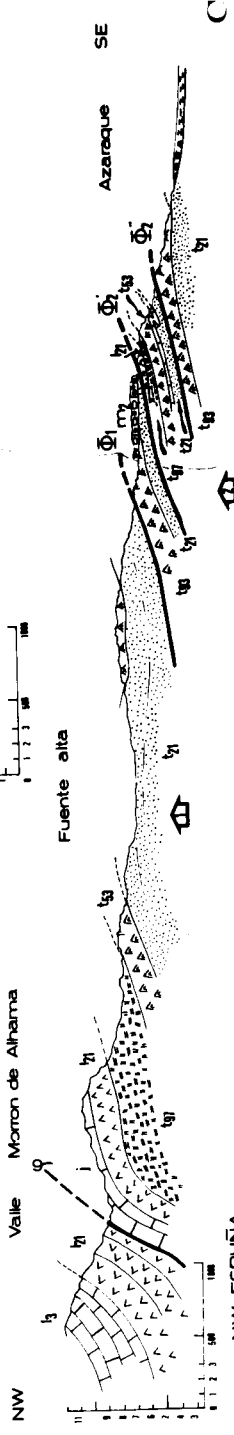
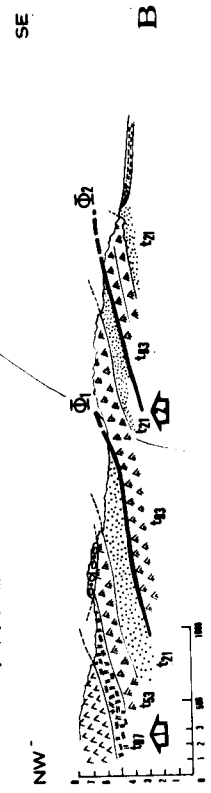
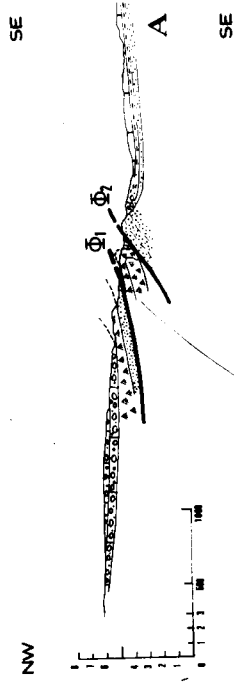
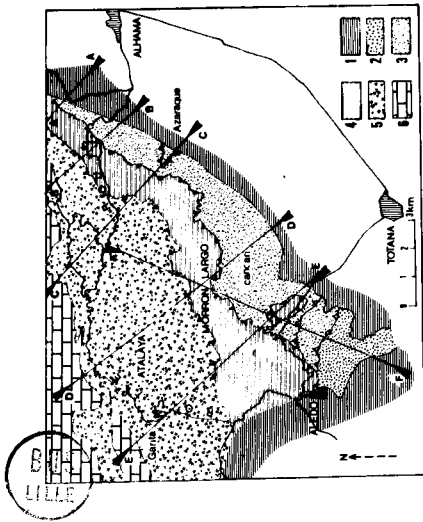
### 1. Partie orientale de la Sierra : Transversale de la Muela de Alhama de Murcia (fig. 169 A).

Dans la partie orientale de la Sierra, au N d'Alhama de Murcia, le Miocène post-orogénique recouvre la terminaison orientale des unités de base. La route de Mazarron à Mula est très proche de la limite de la transgression miocène post-nappe. Au km 58,3 se détache une route conduisant à la centrale élec rique de Alhama installée dans une profonde entaille naturelle. La coupe que l'on peut relever le long de la route est significative. Nous l'avons déjà figurée lors de l'étude du Trias (fig. 7)

Limitée au N comme au S par des terrains post-nappe cette coupe révèle la présence de deux ensembles :

1. un ensemble inférieur très tectonisé formé d'un pli couché vers le SE intéressant les dolomies du Muschelkalk ( $t_{5,3}$ ) et des formations que nous avons convenu (p. 31 ) de rattacher au Trias supérieur. Ces deux séries reposent en disharmonie sur des formations gréseuses ( $t_{2,1}$ ) du Trias inférieur.

2. un ensemble supérieur qui, latéralement, se rattache aux écaillés de l'Atalaya donc au Permo-Trias malagais typique : des dolomies sombres à patine grise ( $t_{5,3}$ ) du Trias moyen, des grès et marnes gréseuses rouges du Permo-Trias inférieur ( $t_{2,1}$ ) ;





La coupe de la centrale d'Alhama est importante malgré le peu d'unités représentées. En effet, le faciès particulier du Trias supérieur (marnes rouges en petites plaquettes, petits niveaux conglomératiques) permet d'observer utilement des figures de microtectonique, fait très rare dans les séries dolomitiques et marno-gypseuses.

Quelques centaines de mètres avant d'atteindre la centrale sur le bord de la route on peut observer :

a. des contacts anormaux ( $\phi$ ) indiquant un déplacement indiscutable du NW au SE. L'intercalation de petits niveaux conglomératiques dolomitiques permet de souligner aisément ces microchevauchements ;

b. associés à ces contacts anormaux, des microfailles d'effondrement (F) inclinées à 45° vers le NW. Ces deux types d'accidents ( $\phi$  et F) coexistent dans un même secteur de la falaise. A son tour ce secteur est séparé du suivant par une faille inverse plongeant également vers le NW.

L'association des micro-contacts anormaux ( $\phi$ ) et des microfailles (F) est un phénomène que l'on rencontre très fréquemment dans le Bassin houiller du Nord et du Pas de Calais (A. Bouroz, 1950).

fig. 169 Coupes sériées des unités de base de la Sierra de Espuña

1. légende de la carte structurale schématique :

- 1 : Miocène supérieur post-orogénique
- 2 : Unité alpujarride de los Molinos
- 3 : Unités permo-triasiques inférieures : unités de Yéchar et de la Santa
- 4 : Unité du Morron Largo
- 5 : Permo-Trias de l'unité du Morron de Totana : écailles de l'Atalaya
- 6 : unité du Morron de Totana : couverture secondaire et tertiaire.

2. légende des coupes :

ensemble 1 avec  $1_a$  : substratum permo-triasique des séries secondaires et tertiaires de l'unité du Morron de Totana

et  $1_b$  à  $1_e$  : imbrications tectoniques (écailles de l'Atalaya) du Permo-Trias de l'unité du Morron de Totana

ensemble 2 : unité du Morron Largo

ensemble 3 : avec  $3_a$  et  $3_b$  : unités de la Santa et de Yéchar

La disposition des différentes écaillés ainsi que les figures de microtectonique indiquent donc sur cette première coupe un déplacement relatif du NW vers le SE, c'est-à-dire en sens inverse du charriage du Sub-bétique sur le Prébétique.

## 2. Coupe B fig. 169

Cette coupe, située à 2 km au SW de la précédente, débute au niveau de la route forestière d'Alhama de Murcia, en direction du village del Berro au NW.

On y décèle trois unités distinctes :

a. deux unités de base, séparées par le contact anormal ( 2 ), formées de grès et de marnes gréseuses du Permo-Trias inférieur ( $t_{2,1}$ ), de dolomies du Muschelkalk et de Keuper (?) ( $t_{9,3}$ ): unité du Morron Largo ;

b. une unité supérieure (1) formée de Permo-Trias inférieur gréseux ( $t_{2,1}$ ) de Muschelkalk dolomitique ( $t_{5,3}$ ) et de Trias supérieur marno-gypseux ( $t_{9,7}$ ) (écaillés de l'Atalaya).

Les contacts anormaux qui les séparent plongent vers le NW.

## 3. Coupe de Azaraque (coupe C fig.169 )

En quittant la route Alhama-Pliego, au km 61,2 elle subit un changement de direction vers le N, on se dirige, par une série de chemins, vers le Caserio de Azaraque, 4 km à l'W-SW de Alhama de Murcia. A l'W de ce hameau, s'ouvre une profonde entaille permettant une observation aisée des unités permo-triasiques de base jusqu'aux unités de Prat Mayor et du Morron de Totana.

De la dépression del Valle (au N du Morron de Alhama) au Caserio de Azaraque, on relève les unités suivantes :

1. une série inférieure formée de dolomies et de grès rouges ( $t_{9,3}$ ,  $t_{2,1}$ ), que nous rapportons à l'unité de la Santa ;
2. deux écailles séparées par un contact anormal  $\Phi$  2. La série de l'écaille inférieure est complète puisqu'elle est formée, de bas en haut :

- . de Trias inférieur gréseux ( $t_{2,1}$ ) ;
- . de Trias moyen calcaire puis dolomitique ( $t_{5,3}$ ) ;
- . de Trias supérieur marneux (marnes rouge -brique) ( $t_{9,7}$ ) ;
- . de dolomies grises vraisemblablement infraliasiques.

Nous rapportons ces deux écailles à l'unité du Morron Largo.

3. l'unité du Morron de Totana, en contact anormal ( $\Phi$  1), sur celle du Morron Largo.

Le Trias inférieur ( $t_{2,1}$ ), est gréseux et conglomératique, le Trias moyen ( $t_{5,3}$ ) dolomitique et le Trias supérieur ( $t_{9,7}$ ) marno-gypseux. La série jurassique est complète et formée de dolomies ( $l_{2,1}$ ) et de calcaires.

4. l'unité de Prat Mayor, en contact anormal ( ) sur celle du Morron de Totana.

#### 4. Coupe D (fig. 169 ) située au N de Totana.

Cette coupe très caractéristique débute au N de Totana, dans la zone de Cancari-Fontanar. La disposition tectonique révèle toujours une succession d'unités séparées par des contacts anormaux plongeant vers le NW. On distingue successivement, du SE au NW et de bas en haut :

- a. Dans la zone de Cancari-Fontanar, l'unité du Morron Largo (2) est superposée à une unité qui, quoique formée du même matériel, en diffère sensiblement car affectée d'un léger métamorphisme : apparaissent ainsi des phyllades très semblables à celles du Permo-Werfénien des unités alpujarride.
- b. sur ce premier ensemble, vient l'unité du Morron Largo (ce sommet figure précisément sur cette coupe).

La distinction sur le terrain entre le Permo-Trias malagais et celui de l'unité du Morron Largo est aisée car les dolomies du Muschelkalk de cette dernière sont noires alors que celles des écaillés de l'Atalaya sont claires. De plus, le Trias supérieur franc (marnes à gypse) est très réduit dans l'unité du Morron Largo.

Cet ensemble est écaillé. Des "coins" discontinus de dolomies du Muschelkalk se trouvent inclus dans la série gréseuse de base ( $t_{2,1}$ ).

c. Le Permo-Trias situé sous la série jurassique de l'unité du Morron de Totana. Il s'agit du Permo-Trias malagais.

Cette série complète ( $t_{9,7}$ ,  $t_{5,3}$  et  $t_{2,1}$ ) est ployée en plis très serrés, déversés vers le SE et parfois écaillés. Cet écaillage, qui s'amorce, s'accroît vers l'W pour donner toute la succession des écaillés de l'Atalaya.

Les trois ensembles tectoniques et stratigraphiques de base de la Sierra de Espuña sont donc définis sur cette coupe :

1. un ensemble supérieur : Permo-Trias de base de l'unité du Morron de Totana ou écaillés de l'Atalaya : il s'agit là du Permo-Trias typiquement malagais ;

2. un ensemble médian : unité du Morron Largo, effectuant la transition entre le Bétique de Malaga et les unités tendance alpujarride.

3. un ensemble inférieur : où peut apparaître un certain métamorphisme.

La disposition en unités écaillées séparées par des contacts anormaux plongeant vers le NW, et traduit des mouvements dirigés du NW vers le SE. Outre la disposition en écaillés (de plus en plus nettes vers l'W dans la zone de l'Atalaya) du Permo-Trias malagais, l'unité du Morron Largo montre, elle aussi, de manière indiscutable, des plis de faible amplitude déversés vers le SE : en témoigne la coupe de la figure 13 .

5. Coupe E, fig 169

Cette coupe se situe au NW de Totana. Elle rend compte de la structure observable le long de la route Totana-Bullas (partie méridionale de la coupe) et de la route forestière de la Huerta à las Cruces de Espuna (partie septentrionale de la coupe).

Du SE au NW, on distingue les ensembles suivants :

a. un ensemble inférieur (3a) dont on observe surtout les dolomies du Muschelkalk et un peu de la série gréseuse de base. Il s'agit de l'unité de la Santa qui présente déjà certains indices de métamorphisme.

b. un ensemble moyen ou unité du Morron Largo, formé d'une puissante série argilo-gréseuse ( $t_{2,1}$ ) du Trias inférieur, de dolomies et de calcaires du Muschelkalk ( $t_{5,3}$ ) et de marnes à gypse du Keuper ( $t_{9,3}$ ).

Au niveau de la route Totana-Aledo, cette unité repose sur le flanc inverse d'un synclinal affectant l'unité immédiatement sous-jacente. On observe en outre une klippe de grès triasiques ( $t_{2,1}$ ) de l'unité du Morron Largo, isolée sur les dolomies noires de l'unité de la Santa.

c. un ensemble supérieur (1) formé de bas en haut par :

1. une série d'écaillés nettement différenciées au nombre de quatre (1b à 1e), au niveau de la route forestière. Rappelons que plus à l'E, ces écaillés de l'Atalaya n'étaient pas ou mal représentées mais existaient sous forme de plis aigus couchés vers le S. Ce dispositif résulte de l'écaillage du Permo-Trias malagais. Au niveau du km 22, on décèle nettement un pli couché vers le S (fig. 13 ) ;

2. le Trias (1a) associé aux séries secondaires et tertiaires. Dans cette coupe, au Trias supérieur ( $t_{9,7}$ ) succèdent les dolomies ( $1_{2,1}$ ) et les calcaires liasiques ( $1_3$ ) de l'écaille du Cerro de la Cabra.

La disposition en écaillés de l'ensemble supérieur, les renversements observables indiquent un déplacement du NW vers le SE.

Le contact anormal ( $\Phi_2$ ), de direction générale sud ouest-nord est, qui fait reposer l'unité du Morron Largo sur l'ensemble inférieur, recouvre des contacts anormaux est-ouest, séparant les unités de la Santa, de Yéchar et celle de los Molinos. Etant donné la faible extension de l'observation d'une telle "discordance" tectonique, il est difficile de préciser si le fait résulte de la superposition de deux phases tectoniques distinctes. Au NE, en effet, coupe D fig. 169, l'unité de la Santa épouse les mêmes lignes directrices que les unités qui lui sont superposées.

#### 6. Coupe F fig. 169

Cette coupe pratiquement perpendiculaire aux précédentes débute au pied de la Sierra Cimbra au S d'Aledo et se termine dans la partie orientale des reliefs de l'Atalaya.

Elle rend compte du recouvrement des unités de l'ensemble inférieur (3) (unités de la Santa, de Yéchar et de los Molinos) par l'unité du Morron Largo (2) suivant le contact ( $\Phi_2$ ); cette dernière est recouverte à son tour par les écailles de l'Atalaya ou Permo-Trias malagais.

#### C. Conclusions

La base permo-triasique de la Sierra de Espuña est formée d'une série d'unités de grande extension puisqu'on peut les suivre continument d'Aledo à Alhama de Murcia soit sur plus de 15 km.

On distingue trois ensembles (fig. 168) :

1. un ensemble inférieur (3) formé de bas en haut par l'unité de

los Molinos, franchement alpujarride avec des phyllades violettes permo-werfénienues et les unités de Yéchar et de la Santa qui ont subi très légèrement les effets du métamorphisme alpujarride.

2. un ensemble médian (2) : l'unité du Morron Largo dont la partie occidentale est également écaillée. Cette unité montre des termes dont les faciès montrent la transition entre le Trias malagais et les séries de base, à tendance alpujarride ;

3. un ensemble supérieur (1) qui dans la partie orientale de la Sierra ne forme qu'une seule unité, non écaillée, il s'agit du Permo-Trias malagais, situé à la base des séries secondaires plus septentrionales. Vers l'W ce Permo-Trias est écaillé : l'on dénombre quatre écaillures dans la zone de l'Atalaya.

La conclusion tectonique principale est que le sens des déplacements (relatifs) des unités de base de la Sierra de España est dirigé du NW au SE. De plus, la succession paléogéographique originelle correspond à celle que l'on observe actuellement. Ce fait est confirmé par l'homologie parfaite qui existe entre les séries triasiques malagaises et subbétiques.

Aucune tête plongeante vers le N, aucun renversement ni pli à quelque échelle que ce soit, ne permet d'avancer l'hypothèse d'un déplacement du S vers le N. Nous ne pensons pas que certaines séries constituent le flanc inverse de plis couchés vers le N, comme le suggère P. Fallot dans son hypothèse III (voir pages 523 et 524 fig. 168 ).

## 5° CONCLUSIONS GENERALES SUR LA TECTONIQUE DE LA SIERRA DE ESPUÑA

### A. LES CONCLUSIONS DE P. FALLOT (1945)

Tout essai de compréhension structurale de la Sierra de Espuña est subordonné aux conclusions stratigraphiques émises au sujet des diverses unités.

Nous examinerons dans un premier temps les différentes hypothèses émises par P. Fallot (1945, p. 297-303)

Nous reprendrons ici les principales conclusions relatives à chacune des trois hypothèses.

#### a. HYPOTHESE I fig. 168

Nous examinerons immédiatement cette hypothèse car elle est comparable sur le plan géométrique de la précédente.

Toutes les unités de la Sierra de Espuña seraient d'origine méridionale et seraient formées par un ensemble de plis couchés vers le NW résultant d'un déplacement du SE vers le NW. Les séries secondaires et tertiaires s'encapuchonneraient au N dans la partie interne du Subbétique (unité de la Sierra de Ponce).

Ces deux hypothèses sont basées toutes deux sur l'existence de plis couchés (vers le NW ou vers le SE suivant le sens de déplacement choisi). P. Fallot ne reconnaît avoir mis en évidence ni charnières ni flancs inverses indubitables. Il a donc été amené à formuler d'autres hypothèses auxquelles il accordait plus de crédit.

#### b. HYPOTHESE II fig. 168

La Sierra de Espuña serait formée d'un ensemble d'unités permotriassiques superposées à une nappe alpujarride profonde. La série secondaire et tertiaire septentrionale serait simplement décollée vers le N par rapport à un substratum permotriassique.



Toutes les unités superposées à l'élément alpujarride de base sont assimilées au Bétique de Malaga (\*).

La nappe de Malaga serait formée de nombreuses imbrications et se serait déplacée du SE au NW. Il s'agirait de l'élément tectonique supérieur des zones internes qui, ayant subi le déplacement le plus important, aurait dépassé les nappes alpujarrides et serait venu s'encapuchonner dans les nappes externes au niveau de la zone du Río de Pliego.

### c. HYPOTHESE III

Les unités permo-triasiques de base fournissent un ensemble de plis couchés vers le SE, bien qu'aucun indice de déversement vers le S ne soit, selon P. Fallot, visible, cette hypothèse traduirait des poussées dirigées du NW vers le SE. Il faudrait donc chercher, au N des Alpujarrides, l'aire de sédimentation du Permo-Trias des unités de base. Aucune contact **anormal** majeur ne séparerait ces unités permo-triasiques des phyllades de base. P. Fallot éliminait immédiatement cette hypothèse puisqu'il avait admis une fois pour toutes l'origine "ultra" du Bétique de Malaga.

(\*) L'assimilation de toutes les unités à matériel permo-triasique de la Sierra de Espuña au Bétique de Malaga n'avait pas reçu l'adhésion complète de P. Fallot. En effet, en ayant examiné la composition pétrographique de certains grès permo-triasiques de l'unité du Morron Largo, il y avait décelé des fragments de phyllades métamorphiques avec des aiguilles de rutile. Cet ensemble perdait, de ce fait, son caractère malagais qui réside dans l'absence complète de phyllades dans sa série permo-werfénienne

B. ESSAI DE SYNTHÈSE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE ESPUÑA

LES DIFFÉRENTES UNITÉS

a. l'unité de los Molinos, la plus profonde, est de caractères alpujarrides. Elle est formée, de bas en haut, par des phyllades grès-quartzites verts, grès et argiles phylliteuses, calcaires à vermiculations et dolomies bleu-ombre (Paléozoïque à Keuper). Nous avons vu que les phyllades peuvent être paléozoïques ou tout au plus permo-werfénien.

b. Viennent ensuite les unités de Yéchar et de la Santa, formées essentiellement de Permo-Trias inférieur marno-gréseux, rouge lie-de-vin et de Muschelkalk (dolomies noires cavernueuses). Ces deux unités peuvent avoir subi un léger métamorphisme. Leurs séries présentent alors des affinités alpujarrides.

c. sur ces unités de base, vient une unité non métamorphique : l'unité du Morron Largo, constituée de Permo-Trias inférieur argilo-gréseux rouge lie-de-vin, de Muschelkalk calcaro-dolomitique et de Keuper marno-gypseux peu épais.

Lorsque les unités de la Santa et de Yéchar ne sont pas métamorphiques, leurs termes sont identiques à ceux du Morron Largo. Sur le plan paléogéographique, l'unité du Morron Largo effectue la transition entre le Permo-Trias malagais type au N et les unités à tendance alpujarride au S. Il s'agit d'une unité de transition que l'on pourrait encore considérer comme du Bétique de Malaga.

d. Sur l'unité du Morron Largo, repose un ensemble tectonique complexe formé de :

1. Permo-Trias typiquement malagais constitué, à l'W de la Sierra, de trois imbrications (écailles de l'Atalaya) ;

2. l'unité du Morrón de Totana formée de terrains secondaires et tertiaires et de deux imbrications septentrionales : les unités de Prat Mayor et de Perona.

Le Permo-Trias malagais est formé d'une série de base rouge-brique : conglomérats, grès et argiles gréseuses. La base de cette série attribuable au Permo-Trias inférieur est formée de conglomérats à ciment violet et à gros quartz blanc-laiteux. Le sommet de cette série montre une tendance argileuse et renferme du gypse.

Le Muschelkalk est dolomitique à la base et calcaire au sommet. Le Keuper, épais, est sous forme de marnes vertes à gypse blanc et noir.

#### . SENS DES DEPLACEMENTS OBSERVABLES

Les indices décelables dans toutes les unités de la Sierra de Espuña indiquent des mouvements (relatifs) dirigés du NW au SE. Nous pensons pouvoir affirmer qu'il s'agit là d'une règle générale.

#### . PROBLEME DE L'ORIGINE DES SERIES SEPTENTRIONALES DE LA SIERRA DE ESPUÑA

Les liaisons observées entre l'unité la plus profonde de la Sierra de Espuña à caractères franchements alpujarrides (unité de los Molinos) et le Permo-Trias malagais grâce aux unités permo-triasiques intermédiaires, ne permettent pas de fixer l'ordre paléogéographique dans lequel se situaient les assises des unités de la Sierra. Seul l'examen des caractères des séries malagaises par rapport aux séries subbétiques peuvent contribuer à fixer l'origine méridionale ou septentrionale du Bétique de Malaga par rapport aux Alpujarrides.

L'étude de la "zone-limite" du Rio de Pliego, qui sépare les zones internes et externes, montre que les unités malagaises septentrionales et la partie interne du Subbétique étaient voisines dès l'Auversien. Il convient donc d'analyser les relations entre les termes anté-auversiens. Nous résumerons ici très brièvement les conclusions auxquelles nous sommes parvenus lors de l'étude stratigraphique :

1. la série triasique malagaise est analogue à celle du Subbétique. L'évolution observée du S vers le N entre les séries alpujarrides (à Trias alpin) et les séries malagaises (à Trias germanique) se poursuit vers le N car le Trias malagais peut être considéré comme analogue au Trias subbétique.

2. les relations entre les séries jurassiques, crétacées et éocènes malagaises et subbétiques sont moins évidentes.

Lors de l'étude des séries jurassiques, nous avons souligné la similitude frappante entre le Jurassique malagais et celui du Subbétique externe. Dans ces zones paléogéographiques, on relève en effet un même Lias inférieur et moyen calcaro-dolomitique qui se termine par un épisode grésif-rugineux au Domérien. Durant le Dogger, la sédimentation est essentiellement calcaire dans les deux domaines. Au niveau du Malm, les séries sont identiques bien que beaucoup plus puissantes dans le Bétique de Malaga. Ce sont des calcaires rouges ou blancs, souvent noduleux. Entre le Subbétique externe et médian et le Bétique de Malaga de la Sierra de Espuna, se place le Subbétique interne (unité de la Sierra de Ponce) caractérisé par une série jurassique marneuse dès le Toarcien. Néanmoins, dans la partie méridionale de ce Subbétique interne apparaissent des faciès calcaires dans le Malm permettant de soupçonner une liaison avec le Bétique de Malaga plus méridional.

On peut donc concevoir un passage rapide vers le S des séries essentiellement marneuses du Subbétique interne aux séries calcaires malagaises.

Au niveau du Crétacé et de l'Eocène, on peut également concevoir une remontée rapide du "bassin" du Subbétique interne vers le S. Ces indices sont décelables surtout au niveau de l'Albien qui, dans le Subbétique interne, est marneux et pélagique mais qui présente en passage latéral des faciès gréseux et glauconieux identiques à ceux du Bétique de Malaga.

### Conclusion

Le Bétique de Malaga de la Sierra de Espu<sup>na</sup>, tant par ses séries triasiques que jurassiques et cretacées, s'est sédimenté dans une zone paléogéographique proche de celle du Subbétique, c'est-à-dire au N du domaine alpujarride, sur la marge septentrionale des zones internes.

Etant donné la liaison paléogéographique du Bétique de Malaga et du Subbétique et l'impossibilité d'attribuer les contacts anormaux séparant les unités malagaises à des rétrochevauchements tardifs, nous pensons que les unités supérieures de la Sierra de Espu<sup>na</sup> se sont mises

en place par sous-charriage du SE vers le NW. De tels mouvements ont provoqué la formation de nappes apparemment poussées du NW au SE.

## **CHAPITRE XVII**

**ETUDE TECTONIQUE DE LA 'ZONE-LIMITE'**

**DU RIO DE PLIEGO**

C H A P I T R E XVII

ETUDE TECTONIQUE DE LA "ZONE-LIMITE" DU RIO DE PLIEGO

I. INTRODUCTION	542
2. ETUDE DES COUPES REPRESENTATIVES DE LA "ZONE-LIMITE"	543
1. Introduction	543
2. Etude de la partie méridionale de la "zone-limite"	543
3. Etude de la partie médiane de la "zone-limite"	545
4. Etude de la partie septentrionale de la "zone-limite"	546
3. GRANDS TRAITES TECTONIQUES DE LA "ZONE-LIMITE"	546
4. ETUDE DE L'UNITE DU CALVILLO	549
5. ETUDE DE L'UNITE DE MULA	550
6. DIFFERENTES ETAPES OROGENIQUES DE LA "ZONE-LIMITE" DU RIO DE PLIEGO	552



## I. INTRODUCTION

La limite entre le Bétique de Malaga et le Subbétique revêt une importance capitale car de sa compréhension dépend celle des rapports entre les zones internes et les zones externes.

Le tracé de cette limite est rectiligne sur plus de 200 km, de la Sierra Arana à l'E de Grenade à la Sierra de Espuña dans la Province de Murcie. Entre zones internes et externes, s'intercale à l'E de Cullar de Baza, une dépression de largeur variable que l'on considèrerait très souvent, jusqu'à présent, comme comblée de Néogène.

30 km à l'W de la Sierra de Espuña, l'école hollandaise du Professeur H.J. Mac Gillavry (1964), après avoir étudié les sédiments récents sur la transversale de Velez Rubio, pense que la zone cicatricielle, située entre le Bétique de Malaga et le Subbétique, a été l'objet de phases de compression et de distension successives. À l'Oligo-Miocène, le Bétique de Malaga aurait été largement charrié vers le S. Ces deux phases tangentielles précèderaient le charriage du Subbétique sur l'autochtone prébétique qui se situerait vers le milieu du Miocène. Un dernier mouvement de la zone-cicatricielle vers le S, mais n'ayant pas engendré de nappes, serait contemporain du mouvement du Subbétique vers le N.

Récemment, dans ce même corridor de Velez Rubio mais plus à l'E vers Lorca, F. Fernex, J. Magné, J. Lorenz (1965) ont prouvé l'existence 15 km à l'W de notre secteur, d'Oligocène supérieur transgressif, au S, sur des imbrications malagaises et, au N, sur la partie méridionale du Subbétique.

Dans la pensée de P. Fallot, la Sierra de Espuña appartenait au Bétique de Malaga, nappe la plus interne du système. Celle-ci serait venue s'encapuchonner dans la partie méridionale du Subbétique en y provoquant des mouvements antibétiques dirigés vers le SE, c'est-à-dire en sens contraire du charriage de la nappe vers le N. Des terrains néogènes combleraient la "zone-limite" du Rio de Pliego, voilant à l'observation l'encapuchonnement de la nappe de Malaga.

## 2. ETUDE DES COUPES REPRESENTATIVES DE LA "ZONE-LIMITE"

### 1. Introduction

La "zone-limite" du Rio de Pliego, séparant les reliefs malagais de la Sierra de Espuña de ceux du Subbétique méridional de l'unité de la Sierra de Ponce, est largement ouverte. Orientée du SW au NE, sa largeur varie de 1 à 7 km. Elle est essentiellement comblée de terrains marneux de l'Oligocène et du Burdigalien.

### 2. Etude de la partie méridionale de la "zone-limite".

La coupe qui permet d'observer sans discontinuité la partie méridionale de la "zone-limite" s'effectue de la cote 1198 (située à 1 km au S de la cote 1292 qui forme la dent de la Peña Rubia de Zarzadilla de Totana) au lieu dit "los Rincones", au niveau de la route de Pliego. Elle se poursuit vers le SE jusqu'à la vallée de Malvariche en empruntant les ravins parallèles au camino de las Miajulas.

Nous décrirons la coupe du NW au SE (coupe A fig. 170 )

On observe les faits suivants :

. la série calcaire oligocène b et c ( $g_{2,1}$ ) de la Peña Rubia est ployée en synclinal à flanc occidental redressé.

Cette série calcaire repose sur quelques mètres de calcaires à Algues de l'Auversien-Eocène supérieur ( $e_{7,6}$ ). Localement sous la transgression auversienne, on décèle la présence de quelques mètres de Lutétien inférieur et moyen, marneux ( $e_5$ ).

. les calcaires nummulitiques reposent généralement en transgression sur des marnes et des marno-calcaires du Crétacé supérieur ( $c_{7,2}$ ). Cette masse crétacée est très tectonisée et l'on observe de nombreuses répétitions de séries. Les accidents qui l'affectent plongent vers le NW.

fig. Coupes de la "zone-limite" du Rio de Pliego séparant le Bétique de Malaga de la Sierra de Espuña du Subbétique de la Sierra de Ponce.

Coupe A : Coupe de la partie sud-occidentale de la "zone-limite"

J : Jurassique ; C : Crétacé : e<sub>4</sub> : Yprésien ; e<sub>5</sub> : Lutétien ; e<sub>7.6</sub> : Eocène supérieur ; g<sub>1</sub> : Oligocène inférieur ; g<sub>2</sub> : Oligocène supérieur ; g<sub>3</sub> : "Aquitanien"  
m<sub>1</sub> : Miocène inférieur franc.

les différents faciès : 1 (e<sub>5</sub>) : marnes et marno-calcaires, calcaires à Nummulites lutétiens ; 2 (e<sub>7.6</sub>) : marnes ocres et calcaires conglomératiques de l'Eocène supérieur ; 3 (g<sub>1</sub>) : calcaires à Algues et Polypiers, marnes grises de l'Oligocène inférieur ; 4 : marnes ocres, rougeâtres au sommet (Oligocène inférieur) ; 5 : marnes rouges détritiques (Oligocène supérieur) ; 6 : conglomérat polygénique remaniant tous les niveaux du Bétique de Malaga et des Alpujarrides ; 7 : marnes rouges très détritiques "Aquitanien" ; 8 : marnes vertes gréseuses "Aquitanien" ; 9 : marnes vertes pélagiques (Miocène inférieur) ; a : calcaires à Algues de l'Eocène supérieur ; b : calcaires marneux gris à odeur fétide et marnes grises (Oligocène inférieur) ; c : calcaires à débris de Lépidocyclines (Oligocène supérieur).

Coupe 2 : coupe de la partie médiane de la "zone-limite"

séries anté-orogéniques : unité du Morron de Totana : J : jurassique ; e<sub>5</sub> : Lutétien ; unité de Prat Mayor : 1 : Lias ; J : jurassique ; e : marnes ocres à lignite de l'Eocène moyen ; unité de Perona : 1 : Lias.

série post-orogénique : e<sub>7.6</sub> : Eocène supérieur ; g<sub>1</sub> et g<sub>2.1</sub> : Oligocène ; g<sub>3</sub> : "Aquitanien" ; m<sub>1</sub> : Miocène inférieur franc.

les différents faciès :

1. conglomérats à quartz, calcaires conglomératiques et calcaires de l'Eocène supérieur dont l'Auversien ; 2 : conglomérats calcaires et 3 : calcaires à Algues et Polypiers ; 4 : marnes ocres ; 5 : conglomérat polygénique base de 6 : marnes rouges très détritiques ; 7 : marnes vertes.

Coupe 3 : coupe de la partie nord-orientale de la "zone-limite"

j<sub>8.1</sub> : marnes jurassiques ; j<sub>9</sub> : calcaires du Tithonique ; c<sub>1</sub> : Albien gréseux et glauconieux ; c<sub>7.3</sub> : Crétacé supérieur ; e<sub>7.6</sub> : l'Eocène supérieur dont l'Auversien ; g<sub>1</sub> : Oligocène inférieur ; g : Oligocène supérieur ; g<sub>3</sub> : "Aquitanien" ; m<sub>1</sub> : Miocène inférieur

les différents faciès : 1. calcaires marneux à odeur fétide et marnes grises ; 2. calcaires à Algues et à Nummulites, puis calcaires à Nummulites et Lépidocyclines et enfin à Lépidocyclines seules ; 3. calcaires molassiques ; 4. Marnes sableuses et grès calcareux ; 5. marnes vertes pélagiques et quelques horizons de grès ; g<sub>3</sub> : marnes détritiques rouges.



W/NW

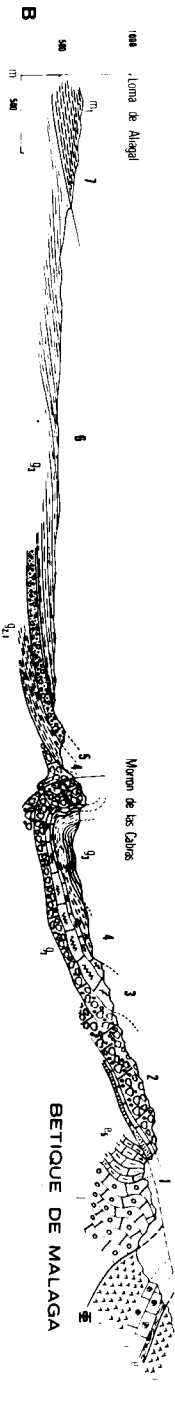
Marzano

**“ZONE-LIMITE” DU RIO DE PUEGO**

Los Bendales

**C**

**SUBBETIQUE**



**B**

Loma de Alagel

Mazon de las Ollas

Pta. Mayor

BETIQUE DE MALAGA

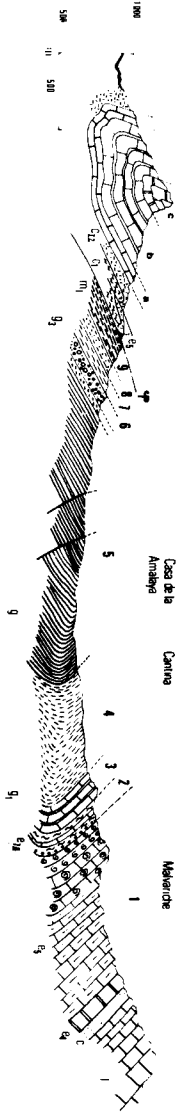
ENE

NW

PEÑA RUBIA

SE

**A**



Casa de la Amalga

Camino

Malaverde

BETIQUE DE MALAGA

ENE

. La série crétacée chevauche vers le SE des marnes (9) du Miocène inférieur ( $m_1$ ) qui reposent sur un "Aquitaniens" particulier ( $g_3$ ) : il se présente, en effet, sous forme de marnes rouges très détritiques (7) avec à la base un conglomérat (6) remaniant essentiellement des galets de Bétique de Malaga et quelques débris d'origine alpujarrides.

. Vers le SE, en direction du Bétique de Malaga, viennent les marnes de l'Oligocène 5, 4 et 3 en position normale. Elles se redressent peu à peu puis se renversent. On remonte ainsi toute la série oligocène ( $g_{2.1}$ ) pour atteindre les premiers niveaux éocènes 2 ( $e_{7.6}$ ) transgressifs sur l'unité du Morron de Totana.

De cette coupe, on peut tirer dès maintenant les conclusions suivantes :

1. la "zone-limite" du Rio de Pliego est essentiellement formée de marnes oligocènes et miocène inférieur. Ces formations sont très vraisemblablement affectées par de petites failles que l'on décèle aisément grâce aux niveaux indurés. Les compartiments sud sont effondrés ;

2. quelques centaines de mètres au NW du coeur de la vallée du Rio de Pliego, le Crétacé supérieur subbétique, auquel est associée une ouverture post-nappe éocène et oligocène, chevauche, suivant un contact anormal plongeant vers le NW, les marnes miocènes du flanc nord de la "zone-limite".

3. Partie médiane de la "zone-limite" du Rio de Pliego (coupe B fig.170)

Cette coupe passe au N du massif du Calvillo que nous étudierons en détail par la suite. Située au NE de la précédente, elle intéresse une "zone-limite" beaucoup plus large : 5 km séparent, en effet, les premiers reliefs typiquement subbétiques de ceux du Bétique de la Sierra de España.

Les marnes ( $m_1$ ) du Miocène inférieur surmontent un Oligocène marneux transgressif vers le S sur les structures de l'unité du Calvillo. Les massifs du Calvillo et de la Loma de Palomeque sont hachés d'accidents verticaux de direction sud ouest-nord est.

Au SE de l'unité du Calvillo, s'étend un synclinal à fond oligocène dont le bord nord est faillé et dont le bord sud s'appuie sur les termes éocènes (Priabonien et Auversien) transgressifs sur les unités du Morrón de Totana et de Prat Mayor.

#### 4. Partie septentrionale de la "zone-limite" (coupe C fig. 170)

Cette dernière coupe est relativement plus simple que les deux précédentes. Elle intéresse la "zone-limite" dans sa largeur maximale. Elle débute dans la région du Manzano au NE de l'unité de la Sierra de Ponce et se termine dans la zone du Barbo au N de la Sierra de Espuña.

A l'W, on relève la série calcaire oligocène ( $g_1$  à  $g$ ) transgressive sur l'unité de la Sierra de Ponce (voir coupe du Manzano fig.106). L'Oligocène inférieur 1 ( $g_1$ ) est recouvert en transgression par des calcaires à Lépidocyclines et Nummulites (2) ( $g_2$ ) sur lesquels reposent, en discordance, des calcaires molassiques "aquitaniens" ( $g_3$ ). Vient ensuite une série marneuse 4, à pendage  $15^\circ$  E, débutant à l'"Aquitaniens"-Burdigalien (marnes sableuses) suivi du Burdigalien ( $m_1$ ) (marnes vertes) (5).

Vers l'E, les marnes burdigaliennes reposent sur les marnes rouges de l'Oligocène supérieur ( $g_3$ ) qui s'étendent jusqu'à la Sierra de Espuña.

Il est fort vraisemblable que les marnes rouges ( $g_3$ ) de l'Oligocène supérieur soient affectées par de nombreuses failles décelées dans la zone du Calvillo. On ne peut les localiser exactement.

#### 3. GRANDS TRAITES TECTONIQUES DE LA "ZONE-LIMITE" (fig.171)

Au N du front de la Sierra de Espuña, se développe un synclinal d'axe sud ouest - nord est. Les couches conglomératiques de l'Oligocène basal remontent donc sur le flanc nord de ce synclinal et sont ensuite ployées en anticlinal cisailé et légèrement chevauchant vers le N. A ce pli anticlinal fait suite, plus au N encore, une vaste zone synclinale où coule le Rio de Pliego.

On peut par ailleurs déceler, au coeur de la dépression du Rio de Pliego, des accidents verticaux du même type que ceux qui affectent l'unité du Calvillo, jalonnés par de petits massifs extrusifs de calcaires à Algues de l'Eocène supérieur (cotes 562, 521, 497, et 503).

A. Bord sud oriental de la "zone-limite".

Au SE de la "zone-limite", le flanc nord de la Sierra de España est uniformément constitué d'une série conglomératique et calcaire, transgressive sur les imbrications malagaises. Vers le N, cette série supporte des marnes ocres et rougeâtres de l'Oligocène.

Au niveau de l'unité du Morron de Totana, la série transgressive est renversée vers le N comme l'ensemble de l'unité. Le contact entre l'Oligocène et l'Eocène supérieur, souvent disharmonique, est marqué par de l'oxyde de fer et des biseautages de bancs très nets.

Au NE du massif del Bosque, le mouvement de renversement s'atténue et les couches plongent alors, en série normale mais très fortement vers le N et ceci jusqu'à l'extrémité nord-orientale de la Sierra de España.

B. Bord nord-occidental de la "zone-limite".

Nous y distinguons deux zones :

a. une zone située au pied du chaînon de la Peña Rubia de Zarzadilla.

Le Miocène inférieur de la "zone-limite" du Rio de Pliego (marnes vertes) est chevauché du NW vers le SE par une série crétacée suivie de sa couverture post-orogénique auversienne, éocène supérieur et oligocène. Ce chevauchement s'amortit très rapidement vers le NE, puisqu'au niveau du Calvillo, on trouve ce même Miocène inférieur, très redressé, mais transgressif sur l'Oligocène de la Peña Rubia. Ce chevauchement est à mettre directement en relation avec la structure de la partie méridionale de l'unité de la Sierra de Ponce. Nous avons vu précédemment que, dans une phase tardive de rétrochevauchement, le Subbétique méridional a été ployé en un

fig. 171 Coupe structurale interprétative de la "zone-limite" du Rio de Pliego séparant le Subbétique méridional de l'unité de la Sierra de Ponce au N des imbrications malagaises de la Sierra de Espuna au S.

Bétique de Malaga : Unité du Morron de Totana :

$t_{2,1}$  : grès et marnes gréseuses, conglomérats du Trias inférieur ;  $t_{5,3}$  : calcaires et dolomies du Muschelkalk ;  $t_{9,7}$  : marnes vertes à gypse du Kéuper ;  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $J_{2,1}$  : calcaires jurassiques ; C : marnes sableuses glauconieuses albiennes, calcaires et marnes du Crétacé supérieur ;  $e_{11}$  : calcaires à Alvéolines de l'Yprésien ;  $e_5$  : calcaires et marnes à Gastéropodes, marno-calcaires gréseux à Nummulites du Lutétien.

Unité de Prat Mayor :  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; J/C : calcaires jurassiques et crétacés ; e : grès et marnes sableuses de l'Eocène inférieur, argiles à lignite lutétiennes.

Unité de Perona :  $l_{2,1}$  : dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ;  $l_{2,1}$  : calcaires liasiques dont le Pliensbachien grésio-ferrugineux.

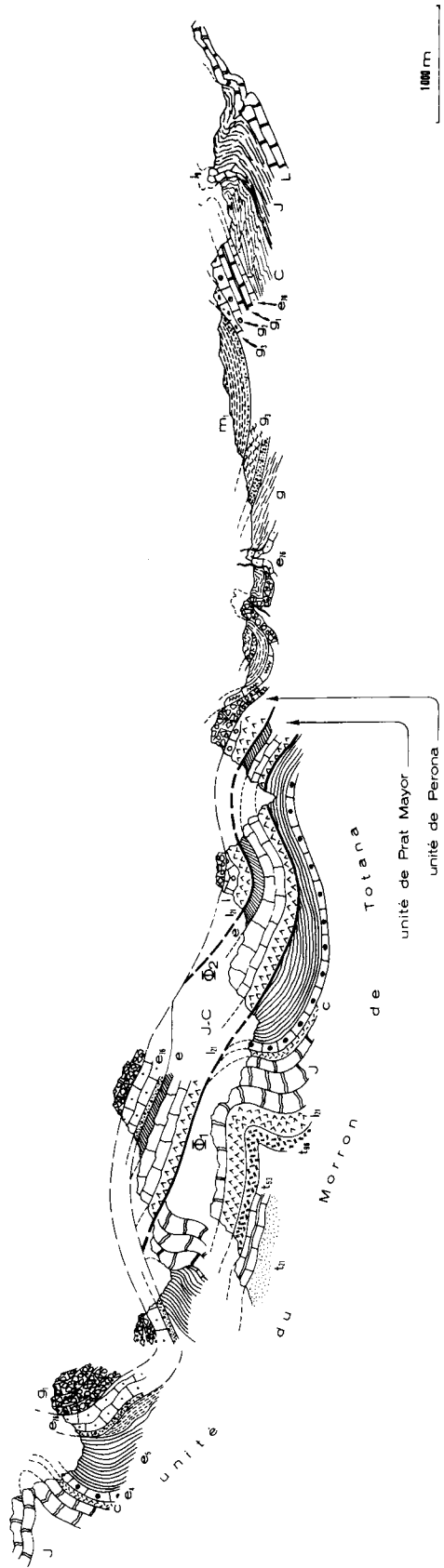
Subbétique de l'unité de la Sierra de Ponce :

L : calcaires liasiques ; J : marnes et marno-calcaires jurassiques ;  $j_9$  : calcaires rouges du Tithonique et Kiméridgien ? ; C : Crétacé marneux,  $e_{7,6}$  : conglomérats quartzeux, calcaires de l'Eocène supérieur ;

Séries transgressives post-orogéniques : côté Bétique de Malaga :  $g_1$  : conglomérats calcaires et calcaires à Algues de l'Oligocène inférieur ; g : marnes ocres oligocènes ;  $g_3$  : marnes rouges détritiques, conglomérats à la base, de l'"Aquitaniens" ;  $m_1$  : marnes vertes burdigaliennes.

côté subbétique :  $e_{7,6}$  : calcaires de l'Eocène supérieur ;  $g_1$  : calcaires marneux à odeur fétide et marnes grises de l'Oligocène basal ;  $g_2$  : calcaires à Algues et Lépidocyclines ;  $g_3$  : calcaires molassiques, "Aquitaniens".





S BETIQUE DE MALAGA SUBBETIQUE N

\*ZONE - LIMITE\*  
du Rio de Pilego



vaste anticlinal à flanc septentrional chevauchant vers le SE. L'amplitude du déplacement du flanc normal sur le flanc inverse est de l'ordre du kilomètre dans la Sierra del Madroño.

Cette phase de rétrocharriage est reponsable du chevauchement des séries crétacées, éocènes et oligocènes sur le Burdigalien de la "zone-limite".

b. une zone située au N du Calvillo

Dans la partie septentrionale de la "zone-limite", les niveaux post-orogéniques subissent une remontée très douce vers le NW et reposent en transgression sur le Crétacé subbétique.

#### 4. ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DU CALVILLO

L'unité du Calvillo a une extension très réduite puisque les deux petits massifs qui la constituent (Calvillo et Loma de Palomeque) couvrent à peine 2 km<sup>2</sup>. Malgré cette faible extension, cet ensemble mérite d'être appelé unité car il présente une série stratigraphique particulière qui est différente de celle du Subbétique interne situé immédiatement au N.

Rappelons que, sur quelques mètres de calcaires marneux blancs à silex du Crétacé supérieur, repose un Eocène assez complet puisque l'Eocène inférieur, l'Yprésien et le Lutétien, essentiellement calcaires, sont représentés.

L'Eocène supérieur transgressif, conglomératique à la base puis marneux, affleure très localement à l'extrémité sud-occidentale de la Loma de Palomeque.

L'unité du Calvillo est fortement disloquée : on distingue :

1. des structures ante-oligocènes : l'Oligocène basal est transgressif sur des séries du Crétacé et de l'Eocène inférieur et moyen (fig.94)

2. des failles verticales affectant à la fois le Crétacé, l'Eocène et l'Oligocène post-nappe. Ces accidents verticaux de direction nord est - sud ouest, découpent en lanières l'unité du Calvillo, isolant des compartiments, parfois larges de quelques mètres ( (c<sub>1</sub>) fig. 118 ).

Un accident (F) (fig.118) sépare l'Oligocène post-nappe (calcaires marneux gris) transgressif sur l'unité de la Sierra de Ponce et l'Oligocène marneux transgressif sur l'unité du Calvillo.

On peut supposer que l'unité du Calvillo, située entre le Subbétique et le Bétique de Malaga s'est mise en place en même temps que les deux grands domaines qui l'encadrent, avant l'Eocène supérieur.

Nous avons vu précédemment que sur le plan des faciès, la série éocène de l'unité du Calvillo présentait de fortes affinités malagaises.

## 5. ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DE MULA

### A. Introduction

L'unité de Mula ne présente, sur le terrain, aucune relation visible avec les différents ensembles qui l'entourent. Mais de par les termes représentés, elle s'apparente à un élément méridional du Subbétique ou à l'unité du Calvillo située au coeur de la "zone-limite" du Rio de Pliego.

Comme l'unité du Calvillo, elle émerge, au N de Mula, parmi les séries oligo-miocènes post-nappes, en longs chaînons allongés rigoureusement du SW au NE.

Au NE, l'unité de Mula disparaît sous les conglomérats et les calcaires molassiques helvétiques de base du bassin tortonien de Mula.

Les données tectoniques sur l'unité de Mula sont très succinctes. J.M. Rios et A. Almela, dans la feuille de Mula au 50.000 indiquèrent une zone uniformément éocène de Mula jusqu'au Loma, 7 km au NW.

P. Fallot (1945, p. 216-217), apporta quelques précisions stratigraphiques quant à l'Eocène situé immédiatement au voisinage de Mula.

L'unité de Mula se présente, en réalité, comme une succession d'écailles, essentiellement formées d'Eocène, d'Oligocène et de Miocène inférieur, apparemment poussées du SE au NW et recouvertes par la transgression helvétique. Nous examinerons un profil caractéristique de cette unité.

## B. Etude d'un profil représentatif de l'unité de Mula (fig.172)

Ce profil débute dans la partie nord-occidentale de l'unité de Mula (fig. 172 A) (en  $x = 2^{\circ}12'50$  et  $y = 38^{\circ}03'10$ ) et se termine (fig.172 ,B) dans la région du Lomo de Herrero.

Au niveau du rio de Mula (fig.172 , A), on observe une série de marnes vertes, conglomératiques à la base, de l'Oligocène ( $g_2$ ) en transgression sur des couches de l'Eocène moyen (e) redressées à la verticale. A ces marnes vertes succèdent des argiles gréseuses et des grès rouges de l'"Aquitanién" ( $g_3$ ) puis de marnes gris-vert du Miocène inférieur ( $m_1$ ). Vers le NE, on atteint alors les molasses helvétiques ( $m_2$ ) horizontales sur lesquelles est installée la route du Pantano de la Cierva.

Essentiellement sur la rive droite du Rio de Mula, là où l'unité de Mula a son maximum d'extension, on relève, du SE au NW, une succession de pitons calcaires éocènes (e) en position chevauchante ( $\phi$ ) sur des marnes gréseuses et des grès calcaires ( $m_1$ ) du sommet du Miocène inférieur (fig.172 A).

La série de chaînons, situés immédiatement au NW de la ville de Mula (fig.172 , B) est une succession d'écaillés formées d'Eocène calcaire et de sa couverture oligo-miocène marneuse. Ce sont généralement les calcaires rigides de l'Eocène moyen (e) qui chevauchent vers le N suivant des contacts anormaux ( $\phi$ ), plongeant vers le SE, les marnes du Miocène inférieur ( $m_1$ ).

L'écaillé du Trascastillo (au N du château de Mula) est particulièrement bien développé puisque la série marneuse du Miocène inférieur donne la dépression du Trascastillo, large d'environ 1000 m.

La série éocène, oligocène et miocène plonge régulièrement vers le SE et chevauche à son tour vers le NW, la série du Pantano de la Cierva.

Celle-ci affleurant entre les massifs de Marinas et de Lomo est ployée en une suite d'anticlinaux et de synclinaux de direction SW-NE.

Chaque flanc de ces structures possède une série stratigraphique sensiblement différente (au moins à l'Oligocène). Il semble que la

Miocène inférieur ( $m_1$ ) soit marquée par la présence de klippes sédimentaires puissantes faites de calcaires éocènes.

Au NW, enfin les calcaires molassiques à Algues ( $m_2$ ) du Lomo de Herrero reposent en transgression sur les séries anté-helvétiques.

fig. 172 Profil au travers de l'unité de Mula

Coupe A : partie nord-orientale

e : calcaires de l'Eocène moyen ;  $g_2$  : marnes vertes oligocènes ;  $g_3$  : grès rouges et argiles gréseuses "aquitaniens" ;  $m_1$  : marnes gris-vert du Miocène inférieur ;  $m_2$  : calcaires molassiques et conglomérats vindoboniens

Coupe B : partie médiane

e : calcaires éocènes ;  $g_1$  : calcaires marneux gris et marnes grises à odeur fétide au calcaire bréchiq ue à Oursins, Lamellibranches très rubéfiés de l'Oligocène inférieur ;  $g_2$  : marnes rouges de l'Oligocène supérieur ;  $g_3$  : conglomérats polygéniques de base de l'"Aquitaniens" ;  $m_1$  : marnes gris-vert du Miocène inférieur avec niveaux gréseux au sommet ;  $m_2$  : calcaires molassiques à Algues vindoboniens.

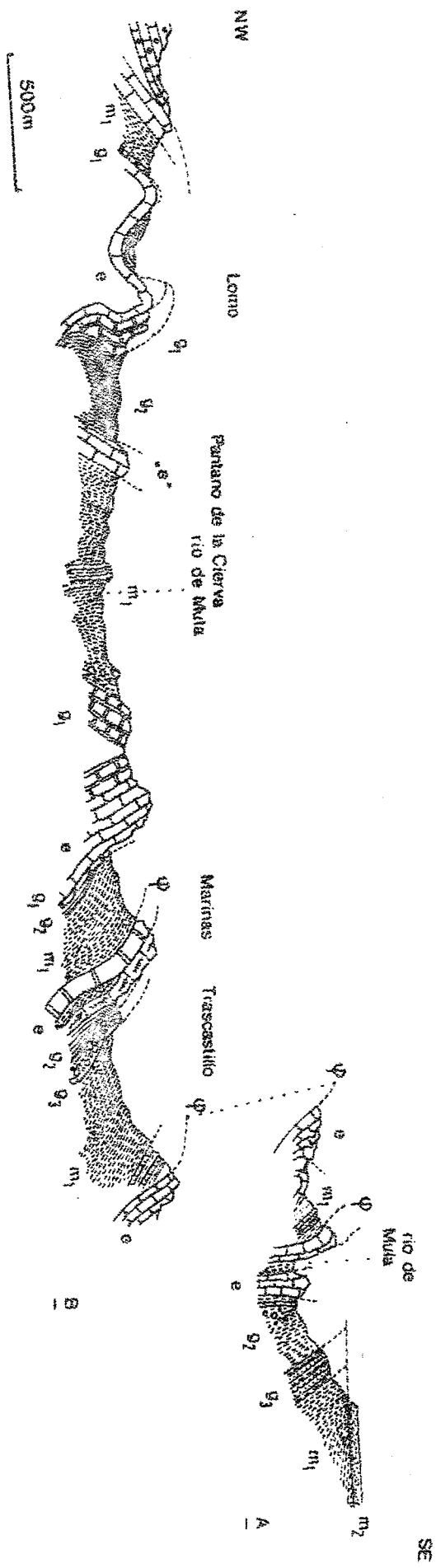
## 6. DIFFERENTES ETAPES OROGENIQUES DE LA "ZONE-LIMITE" DU RIO DE PLIEGO

La "zone-limite" du Rio de Pliego a subi les effets des différentes étapes orogéniques suivantes (fig. 173 )

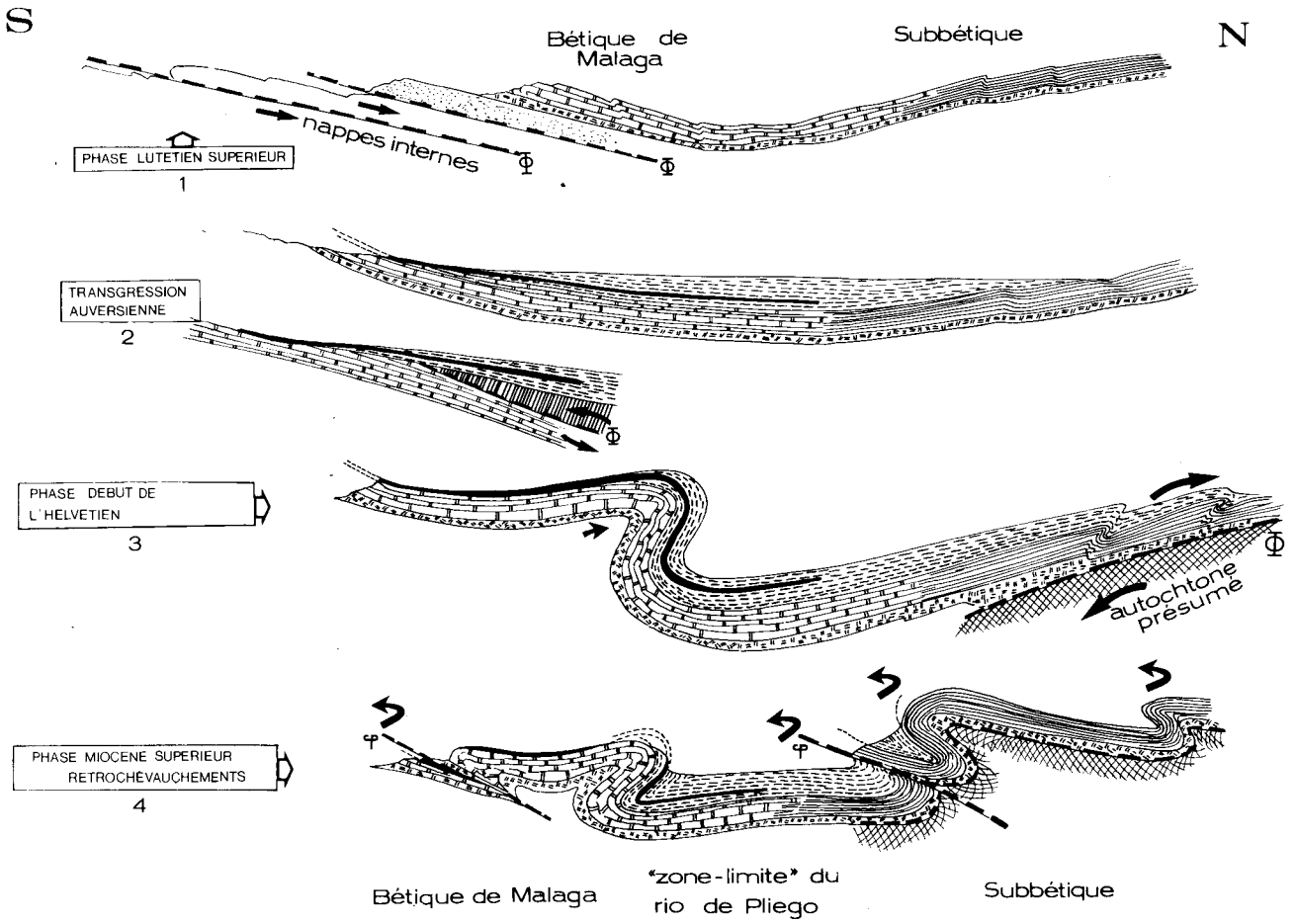
### 1. Phase tangentielle anté-auversienne :

Dans l'hypothèse que nous avons adoptée, le Bétique de Malaga s'est sédimenté immédiatement au S du Subbétique. Lors de la phase anté-auversienne et post-lutétienne, les différentes unités malagaises et peut-être

fig. 173 Les différentes phases tectoniques ayant affecté la "zone-limite" du Rio de Pliego.



BUS  
LILLE



les autres nappes internes - se mettent en place. La partie interne du Subbétique est également affectée par cette phase. Les relations entre le Subbétique et le Bétique de Malaga sont actuellement voilées par la couverture post-nappe (post-lutétien supérieur).

2. Transgression et dépôt du post-orogénique :

La série transgressive, au N, sur le Subbétique, et au S, sur le Bétique de Malaga, débute à l'Auversien et se poursuit jusqu'au Burdigalien.

3. Phase tangentielle post-burdigalienne et anté-tortonienne :

Vers le milieu du Miocène, le Subbétique est largement charrié du S vers le N ; la partie frontale de la Sierra de Espuña et le flanc méridional de la "zone-limite" sont largement affectés par cette phase responsable d'une part, du renversement vers le N des séries post-orogéniques, et de l'unité du Morron de Totana d'autre part, des structures synclinales et anticlinales situées au coeur de la "zone-limite". A cette époque la dépression du Rio de Pliego se trouve ployée en un vaste synclinal.

4. Phase de rétrochevauchements

A l'Helvétien supérieur-Tortonien, comme nous l'avons démontré en d'autres lieux, se place une phase de rétrochevauchements. Le flanc nord burdigalien de la "zone-limite" est chevauché vers le SE par les séries septentrionales (Crétacé de l'unité de la Sierra de Ponce et sa couverture éocène et oligocène).



5. Phase terminale verticale

A la fin du Miocène supérieur, des accidents verticaux découpent la "zone-limite" en lanières, jalonnées d'extrusions d'éléments situés à la base de la série transgressive.

# **CHAPITRE XVIII**

**CONCLUSIONS A L'ETUDE TECTONIQUE**

## C H A P I T R E XVIII

### CONCLUSIONS A L'ETUDE TECTONIQUE

1. LES DIFFERENTES PHASES TECTONIQUES	556
2. CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE TECTONIQUE	564
A. Structure tectonique du Subbétique	567
B. Structure tectonique de la partie septentrionale des Internides.	573

## 1. LES DIFFERENTES PHASES TECTONIQUES

### A. MOUVEMENTS MESOZOÏQUES

Etant donné la multiplicité et la violence des phases tectoniques qui ont mis en place les nappes des Cordillères bétiques, il est ardu de déceler, dans l'ensemble des unités charriées, les éventuels mouvements mésozoïques. Seule la résolution des problèmes stratigraphiques permet de les mettre en évidence (fig. 174).

Néanmoins, l'école allemande (bibliographie in Hoepfener et alter (1963) envisage une mise en place des zones internes en empilement de nappes durant le Jurassique. De ce fait, les unités internes les plus élevées, celles qui ont subi le déplacement le plus important vers le N, seraient unies au domaine externe par une couverture post-tectonique uniforme dont l'existence reste à prouver.

Nous verrons que, sur la transversale de la Sierra de Espuña, les premiers mouvements tangentiels, datés par la transgression de niveaux post-orogéniques sur des contacts anormaux, sont anté-auversiens et postérieurs au Lutétien supérieur.

Nous n'aborderons pas ici le problème de l'absence de terrains postérieurs au Rhétien dans les nappes alpujarrides situées au S de notre secteur.

Rappelons simplement que A.H. Banting (1933 a et b) a émis l'hypothèse de charriages anté-jurassiques des nappes alpujarrides.

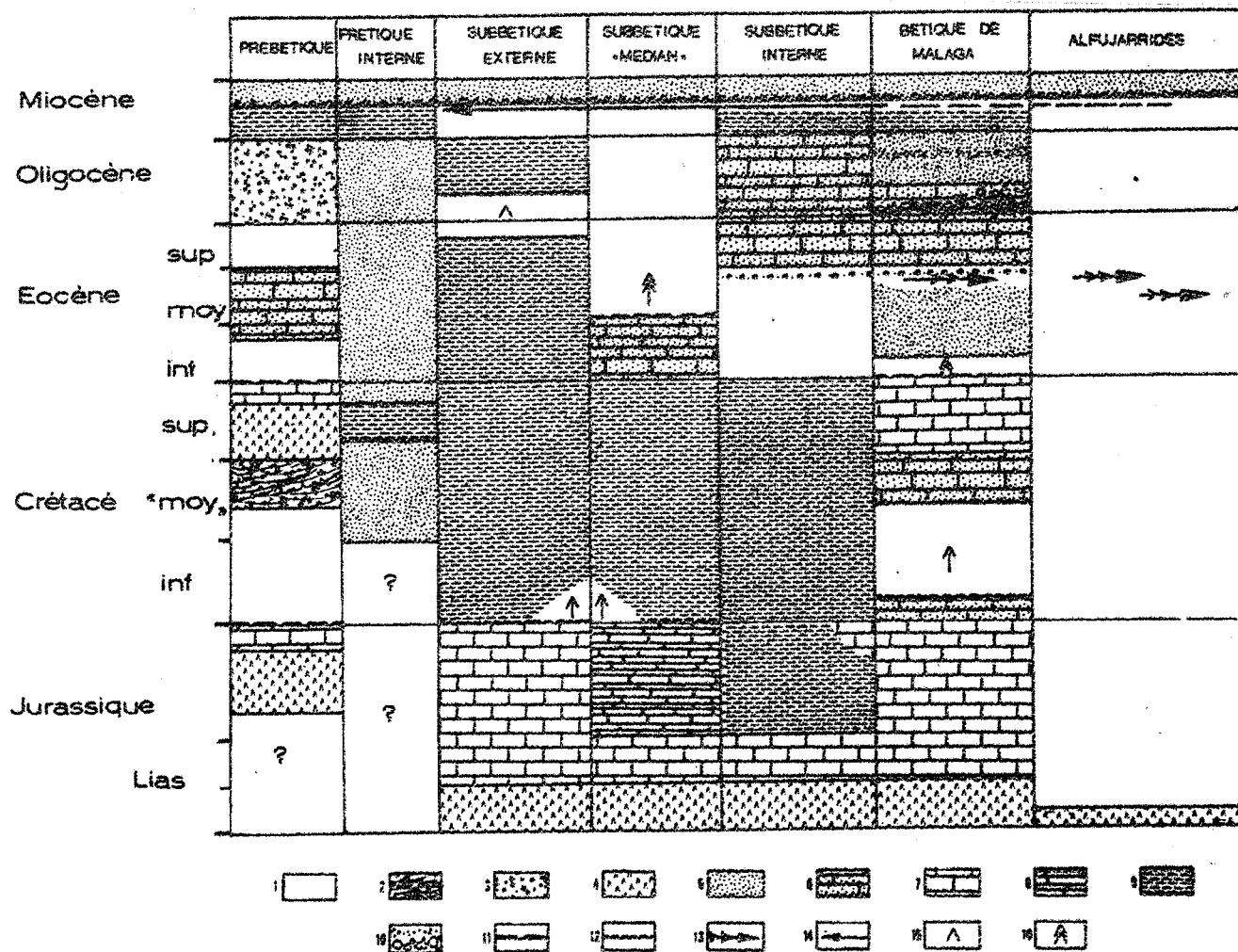


fig.174 Types de sédimentation dans les différentes zones ;

Grands traits paléogéographiques.

1. lacunes de sédiments soit par absence de sédimentation soit par érosion.  
1 avec ? : termes inconnus car n'affleurant pas.
2. sédimentation continentale très détritique.
3. sédimentation continentale non détritique.
4. sédimentation lagunaire évaporitique.
5. sédimentation marine très détritique, marneuse.
6. sédimentation marine très détritique, calcaire.
7. sédimentation marine de haut-fond, calcaire.
8. sédimentation marine pélagique, calcaire.
9. sédimentation marine pélagique, essentiellement marneuse.
10. sédimentation marine conglomératique.
11. émergence.
12. "hardground", absence de sédimentation.
13. déplacements apparents des nappes internes.
14. déplacements apparents des nappes internes et externes.
15. oscillations verticales se traduisant par des changements de sédimentation des condensations.
16. oscillations verticales importantes se traduisant par une émergence.

a. Les mouvements triasiques et jurassiques.

Dans le secteur étudié, le Trias et le Jurassique sont des périodes de calme orogénique. Dès le Crétacé inférieur, par contre, l'activité orogénique devient importante ; elle se manifeste par des lacunes de sédimentation.

Les seuls indices de mouvements intra-triasiques sont localisés dans le Permo-Trias de l'unité du Morrón de Totana, dans le Bétique.

Au sommet des grès du Trias inférieur, on observe des conglomérats remaniant du Muschelkalk. Ils traduisent donc le dépôt puis l'érosion de faciès du type Muschelkalk avant la grande transgression du Muschelkalk proprement dite et représenté dans tous les domaines par des sédiments marins, calcaires et dolomitiques. Un seul niveau jurassique, le Charmouthien, révèle des venues détritiques aussi bien dans le Subbétique que dans le Bétique de Malaga. Ces apports, généralisés dans tous les domaines, n'ont donc pas une origine déterminable et il est difficile d'invoquer une étape orogénique dans telle ou telle partie de la chaîne. Le Jurassique, calcaire ou marneux suivant son lieu de sédimentation, paraît complet dans toutes les unités subbétiques et malagaises.

b. Les mouvements crétacés

Dès l'aube du Crétacé, vont se succéder plusieurs phases orogéniques. A une phase anté-néocomienne, modifiant de manière définitive les grandes zones paléogéographiques définies au Jurassique, succède une phase anté-albienne.

La dernière phase décelable au cours du Crétacé se situe avant le Sénonien, avec certains indices prémonitoires au niveau du Cénomaniens.

1. La phase anté-néocomienne.

La première phase crétacée se situe à la limite du Tithonique et du Berriasien.

a. dans le domaine prébétique (N de Calasparra, massif de la Rotas), aux calcaires saumâtres à Miliolites attribuables au Portlandien succèdent directement les couches continentales de l'Albien.

b. dans l'unité de la Loma de Solana, qui, au cours du Jurassique était une vaste plateforme où se sédimentaient des faciès calcaires "ammonitico-rosso", le Tithonique supérieur est séparé des marnes crétacées par un "hardground" constant. La sédimentation calcaire, peu épaisse, est remplacée par une sédimentation marneuse très puissante :

1° dès le Berriasien au N de l'unité. Des blocs de Tithonique se rencontrent dans la base du Crétacé ;

2° au Valanginien supérieur au S de l'unité.

Dans la partie externe du Subbétique, on assiste à un affaissement important de la partie septentrionale de la plateforme. Cet affaissement est compensé vers le S par une exondation probable de la partie méridionale de la plateforme jurassique du Subbétique externe. Dans le Subbétique médian, en effet, (unité de la Garita) on décèle un Néocomien transgressif (remaniant du Jurassique supérieur).

c. dans l'unité du Morron de Totana, le Néocomien probable est calcaro-gréseux. Les apports détritiques traduisent une zone orogénique méridionale. C'est le second terme de la série malagaise, avec le Domérien, à être gréseux. Le Subbétique interne est le seul domaine qui soit resté à l'abri des conséquences de cette phase orogénique : il est, en effet, continûment caractérisé par une sédimentation pélagique, du Tithonique à l'Albien.

La phase anté-néocomienne qui remodèle les zones paléogéographiques définies au Jurassique, annonce la phase anté-albienne.

## 2. La phase anté-albienne

Cette phase est la première à affecter la totalité des zones paléogéographiques.

a. dans le Bétique de Malaga, elle est marquée par la présence, au toit du Tithonique ou du Néocomien, d'une surface karstique dont les fissures sont remplies de marnes gréseuses, très glauconieuses, de l'Albien.

La ride malagaise a donc subi des oscillations très importantes de profondeur provoquant d'une part, une absence de sédimentation et d'autre part, une érosion importante (sous-marine, peut-être).

L'émergence de zones plus méridionales aurait été suivie d'une érosion se traduisant par l'apport de quartz à l'Albien, au niveau de la ride malagaise et dans la partie méridionale du Subbétique interne (zone du Manzano, unité de la Sierra de Ponce).

b. au N du domaine Subbétique, dans la partie interne de l'autochtone prébétique, on assiste, dès l'Albien, à une arrivée massive de minéraux détritiques (essentiellement des grains de quartz). Ces apports se décèlent également dans le bassin crétacé du Subbétique externe et diminuent progressivement vers le S.

Il semble qu'une érosion particulièrement forte de la Meseta ait provoqué l'arrivée de matériel quartzeux très abondant dans le bassin marin limitant le Prébétique s.s. au S.

Il ressort donc que la première phase orogénique importante crétacée se situe entre le Néocomien et l'Albien.

## 3. Mouvements au Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur paraît être une période de relatif calme



orogénique. C'est l'époque du dépôt des "couches rouges" pélagiques (Coniacien-Maestrichtien) ; les seuls accidents de sédimentation décelables sont cantonnés dans la série intermédiaire de la Puerta (évolution interne du Prébétique). En effet, à une vaste plateforme à régime lagunaire (dolomies primaires du Crétacé supérieur prébétique), fait suite, vers le S, le bassin de Prébétique méridional de la Puerta. La rupture de pente devait être brutale et pouvait correspondre à une flexure. Son activité tectonique était effective au Turonien-Sénonien inférieur, époque de la formation de nombreux olistholites et de glissements sous-marins qui ont provoqué des phénomènes de "slumping" et la formation de conglomérats intraformationnels.

Rappelons que A. Foucault (1966) signale dans la partie nord du Subbétique de la Province de Grenade des masses de Trias diapiriques au Turonien.

## B. MOUVEMENTS NUMMULITIQUES

La zone que nous avons étudiée est particulièrement riche en dépôts nummulitiques. L'orogénèse de la chaîne débute, de manière spectaculaire, à la fin du Lutétien supérieur, époque qui voit la mise en place vraisemblable des zones internes.

### a. Mouvements du début de l'Eocène

Aucun mouvement n'est décelable dans le domaine externe subbétique et dans le Prébétique. La sédimentation est continue entre le Crétacé et l'Eocène. Le Paléocène est uniformément représenté dans le Prébétique méridional, les unités de los Rameles et de la Loma de Solana. La sédimentation y est d'ailleurs continue jusqu'à l'Eocène supérieur.

Il semble néanmoins qu'une grande partie du Subbétique ait été

émergée durant l'Eocène. La partie interne du Subbétique externe (au niveau de l'unité de Burete) possède une série très réduite et conglomératique de l'Eocène inférieur.

Dans le Bétique de Malaga, les niveaux transgressifs sur le Crétacé et le Tithonique sont datés de l'Yprésien. Dans ce domaine, une phase appréciable a dû surélever un bâti crétacé et jurassique que l'on retrouve, à l'état de galets, dans le conglomérat de base de l'Yprésien (zone de la Fuente Blanca).

#### b. la phase post-lutétien supérieur - anté-auversienne

Les imbrications malagaises (unités du Morron de Totana, de Prat Mayor et de Perona) sont recouvertes en transgression par une série débutant à l'Auversien. La même série est transgressive au N sur la partie interne du Subbétique (unité de la Sierra de Ponce).

La phase tangentielle mise en évidence au N de la Sierra de Espuña est responsable de la structure en nappes de la partie permotriasique de la Sierra de Espuña et, par extension, très vraisemblablement des zones plus internes. Cette hypothèse reste à vérifier.

Les premiers terrains transgressifs à contenir en galets tous les éléments des nappes internes sont datés de l'"Aquitaniens".

Alors que la partie externe de la chaîne a été le siège d'une sédimentation continue de l'Eocène à l'Oligocène, la partie interne a été affectée de nappes dès l'Auversien.

#### c. Phase post-burdigalienne et anté-helvétien supérieur

Vers le milieu du Miocène, on assiste au charriage du Subbétique vers le N. La nappe externe est divisée en de nombreuses unités superposées et

décollées au niveau du Trias. Elle chevauche la partie interne du Prébétique autochtone.

Le Bétique de la Sierra de Espuña a été affecté par cette phase puisque l'unité du Morron de Totana et sa couverture auversienne post-orogénique sont renversées vers le N, dans la partie frontale de la Sierra.

L'ensemble subbétique, formé de plusieurs unités, est décollé. Il est inévitable que les zones internes, intimement liées au Subbétique dès l'Auversien, ont été alors également charriées vers le N sur un substratum inconnu.

#### d. Phase de rétrocha-riage (Miocène supérieur)

Une grande partie du domaine subbétique (reliefs situés au N de la Sierra de Espuña ainsi que Sierras de Ricote et Lloro) a été fortement bouleversée par une phase tangentielle dirigée du N vers le S ou du NW vers le SE. Ces mouvements sont responsables d'écaillages vers le S dans la partie méridionale de la Sierra de Lloro, dans la zone qui la sépare de la Sierra de Ricote. Sur la transversale de la Sierra de Espuña, ils ont provoqué dans la partie haute de la vallée de Burete le renversement complet vers le SE des écailles séparant l'unité de la Loma de Solana de celle de Burete, les structures de l'unité de la Sierra de Ponce et en particulier son chevauchement vers le SE sur le Burdigalien de la "zone-limite".

Dans la Sierra de Espuña, l'écaillage du Cerro de la Cabra peut être rattachable à une telle phase puisque l'Oligocène est pris dans le chevauchement.

#### e. Phase verticale récente

La dernière phase importante ayant modelé la chaîne se situe après le Tortonien. Elle se traduit par des failles verticales, de grande extension, car elles affectent le secteur étudié du SW au NE sur plus de 50 km.

Ces failles, parallèles aux directions générales de l'édifice, sont homologues de celles qui limitent les fossés d'effondrement tels que la plaine de Murcie comblée de terrains très récents pliocènes et quaternaires.

fig. 175 Evolution tectonique schématique des différentes zones sur la transversale de la Sierra de Espuna.

au Lutétien : le Subbétique et le Bétique de Malaga n'ont pas été affectés de mouvements tangentiels importants ;

à la fin du Lutétien supérieur : le Bétique de Malaga se structure en unités superposées suivant des contacts anormaux plongeant vers le N ;

Durant l'Auvervien-Eocène supérieur, l'Oligocène et le Miocène inférieur la sédimentation se poursuit dans le subbétique et colmate la limite Subbétique-Bétique de Malaga ;

Vers le milieu du Miocène (début de l'Helvétien) : le Subbétique et l'édifice interne (?) sont largement charriés sur l'autochtone prébétique.

Le décollement a un niveau du Trias inférieur du Subbétique doit se prolonger vers le S par un cisaillement profond de la partie frontale des zones internes.

Immédiatement après le charriage (rétrocharriage) : l'ensemble de la chaîne est sollicité vers le SE ou l'E-SE en sens inverse des déplacements précédents.

## 2. CONCLUSIONS TECTONIQUES GENERALES

Il existe une étroite correspondance entre unités tectoniques et zones paléogéographiques. On conçoit donc très facilement que les séries de transition soient souvent absentes car elles sont cachées sous les chevauchements.

Malgré l'absence d'imbrications des faciès d'une unité dans l'autre,



la synthèse paléogéographique dans les domaines externes et internes procède d'une logique indubitable.

Sur le plan orogénique, plusieurs phases tectoniques majeures se superposent dans l'Ouest de la province de Murcie.

a. les phases provoquant les déplacements majeurs se sont placées d'une part avant l'Auversien pour le Bétique de la Sierra de Espuña, d'autre part au Burdigalien supérieur-Helvétien pour le Subbétique ;

b. à la fin du charriage du Subbétique sur le Prébétique, une phase de rétrochevauchements, dirigés soit vers le SE soit vers l'E-SE, a affecté toute la chaîne ;

c. une phase terminale post-vindobonienne de réajustement se traduit par des accidents verticaux, à déplacement horizontal possible.

Les contacts anormaux qui séparent les différentes unités, qu'ils soient dus au charriage général vers le N ou aux rétrocharriages vers le SE, se placent aux limites paléogéographiques. Etant donné l'absence constante de fenêtres, on ne peut qu'imaginer la géométrie des différents bassins et cordillères pour évaluer l'ampleur des rétrécissements. Par exemple, on ne peut préjuger de la symétrie du bassin externe du Subbétique externe et du Prébétique interne au Crétacé. Sa remontée méridionale, au niveau de l'unité de Burete, a pu être brutale, ce qui diminuerait l'ampleur du chevauchement de l'unité de Burete sur les unités septentrionales.

La succession paléogéographique originelle, dans le domaine subbétique, correspond à la succession tectonique actuellement observable.

fig. 176 Coupes détaillées des Cordillères bétiques, au N de la Sierra de Espuña

ZONES INTERNES : Alpujarrides : pW: Permo-Werfénien; t<sub>2.1</sub>: Werfénien; t<sub>9.3</sub>: Trias moyen et supérieur;

Bétique de Malaga : t<sub>2.1</sub>: Werfénien; t<sub>5.3</sub>: Trias moyen; t<sub>9.7</sub>: Trias supérieur; l<sub>2.1</sub>: Infralias et Lias inférieur p.p.; L: Lias; J: Jurassique s.l.; l<sub>6.3</sub>: Lias inférieur p.p. moyen et supérieur; j<sub>2.1</sub>: Jurassique moyen; j<sub>9.3</sub>: Jurassique supérieur; C: Crétacé; e<sub>4</sub>: Yprésien; e<sub>5</sub>: Lutétien; e: Eocène continental;

"ZONE-LIMITE" : terrains post-nappe

e<sub>7.6</sub>: Eocène supérieur; g<sub>1</sub> et g<sub>2</sub>: Oligocène; g<sub>3</sub>: Oligocène supérieur et "Aquitaniens"; m<sub>1</sub>: Burdigalien;

ZONES EXTERNES : Subbétique t : Trias

Subbétique interne : l<sub>2.1</sub>: Infralias et Lias inférieur p.p.; l<sub>4.3</sub> et l<sub>1.4</sub>: Lias inférieur et moyen; J: Jurassique marneux; (Toarcien<sup>3</sup> à Kiméridgien); j<sub>9</sub>: Tithonique; C: Crétacé; c<sub>1</sub>: Albien; c<sub>7.2</sub>: Crétacé supérieur;

Subbétique médian: l<sub>2.1</sub>: Infralias et Lias inférieur p.p.; l<sub>4.3</sub>: Lias inférieur et moyen; j<sub>8.1</sub>: Jurassique moyen et supérieur p.p.; j<sub>9</sub>: Tithonique;

Subbétique externe : l<sub>2.1</sub>: Infralias et Lias inférieur p.p. ; L: Lias; J: Jurassique s.l. ; j<sub>2.1</sub>: Jurassique moyen; j<sub>9.3</sub>: Jurassique supérieur; C: Crétacé; n: Néocomien; c: Albien; c<sub>7.2</sub>: Crétacé supérieur; e<sub>5.1</sub>: Eocène inférieur et moyen; e<sub>4.1</sub>: Eocène inférieur; e<sub>7.5</sub>: Eocène moyen et supérieur;

PREBETIQUE méridional

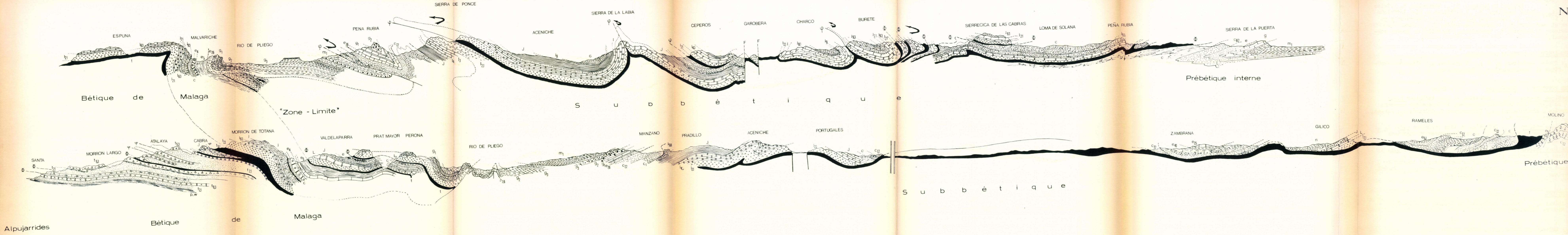
c: Albien; c<sub>8.2</sub>: Crétacé supérieur; e: Eocène; g: Oligocène; m<sub>1</sub>: Miocène inférieur;

S.S.

c<sub>7.2</sub>: Crétacé supérieur ; e<sub>5</sub>: Eocène moyen.

S

N



RUS  
LILLE



## A. STRUCTURE TECTONIQUE DU SUBBETIQUE (fig. 176 )

### 1. Introduction

La nappe subbétique est le seul domaine dont la position paléogéographique soit absolument certaine : le SUBBETIQUE correspond à l'évolution méridionale du Prébétique autochtone sur lequel il est largement charrié.

A l'E de Calasparra, le contact anormal frontal du Subbétique sépare la base triasique des unités subbétiques du Prébétique s.s., caractérisé par une série secondaire et tertiaire peu épaisse.

De Calasparra à Caravaca, ce même contact sépare le Subbétique de la série de la Puerta ou Prébétique méridional. La série de la Puerta, bien qu'intimement liée à celle du Prébétique s.s., est uniformément marine (de l'Albien au Burdigalien) et très chargée en minéraux détritiques.

### 2. COMPOSITION DU SUBBETIQUE SUR LA TRANSVERSALE DE LA SIERRA DE ESPUÑA

Le SUBBETIQUE charrié est composite.

a. l'unité la plus septentrionale est celle de LOS RAMELES ; décollée au niveau du Crétacé inférieur, elle comporte néanmoins en sa partie médiane, un Jurassique, réduit en épaisseur par étirement. Les faciès jurassiques représentés sont dolomitiques à la base puis uniformément calcaires.

L'amplitude du charriage frontal, en l'absence de fenêtres, ne peut être fixé avec certitude. La série crétacée et éocène de l'unité de los Rameles, quoique appartenant au domaine charrié, a plus d'affinités avec celle de la Sierra de la Puerta autochtone qu'avec celle de l'unité de la Loma de Solana, située plus au S. On pourrait donc envisager un déplacement

tectonique plus important pour les unités situées au S de celle de los Rameles.

Au S, l'unité de los Rameles est séparée des autres unités subbétiques par une masse importante de Trias (zone triasique de Cehegin).

#### b. L'UNITE DE LA LOMA DE SOLANA

Cette unité présente une série complète débutant à l'Infralias et se terminant à l'Oligocène supérieur ; le Jurassique est dolomitique à la base puis uniformément calcaire jusqu'au Tithonique. Le Cretacé, l'Eocène et l'Oligocène sont épais, marneux et pélagiques. Les quelques venues gréseuses se situent au niveau de l'Albien et de l'Yprésien inférieur.

Cette unité repose sur le Trias basal. Al 'W de Cehegin, sa partie frontale est située à quelques kilomètres du contact de chevauchement du Subbétique sur le Prébétique méridional.

L'unité de los Rameles, bien développée au NE de Cehegin, n'apparaît pas ici. Elle est vraisemblablement recouverte par l'unité de la Loma de Solana.

Rappelons en outre que cette dernière présente très peu de venues de quartz détritiques, ce qui la reporte originellement assez loin au S des séries de la Puerta et de los Rameles.

Les bords septentrionaux et sud-occidentaux de l'unité (Sierras de la Peña Rubia et de Quipar) ont été modelés surtout par la phase de rétrochevauchements qui a déplacé l'unité vers le SE. La partie est de la Sierra de la Peña Rubia est, en effet, ployée en anticlinal à flanc oriental renversé et chevauchant. Plus au S, l'anticlinal de Quipar qui limite l'unité de la Loma de Solana de la vallée de Burete, est, lui aussi, cisailé et le flanc nord-occidental chevauche le flanc sud-oriental sur 1 km au moins.

En résumé, l'unité de la Loma de Solana est largement chevauchante sur le Prébétique interne. Néanmoins, la phase tangentielle ayant affecté le plus spectaculairement ses parties marginales, est une phase de rétroche-

vauchements dirigée vers le SE, en sens inverse du charriage général de la nappe externe.

#### c. L'UNITE DE LA SIERRECICA DE LAS CABRAS

Une série d'écailles réunies sous le terme d'unité de la Sierrecica de las Cabras sépare l'unité de la Sierra de Burete de celle de la Loma de Solana. Cette zone d'écailles était originellement affectée de contacts anormaux plongeant vers le SE traduisant un déplacement vers le NW. La phase de rétrochevauchements a totalement renversé les contacts et les séries vers le SE.

#### d. L'UNITE DE BURETE

En éliminant les effets des rétrochevauchements, l'unité de Burete a dû reposer, par l'intermédiaire des écailles de l'unité de la Sierrecica de las Cabras, sur celle de la Loma de Solana. Du point de vue paléogéographique, elle représente l'évolution méridionale du bassin externe du Subbétique : on assiste, en effet, à une remontée très sensible du bassin externe au Crétacé et à l'Eocène. Il faut remarquer que cette partie du Subbétique est fortement affectée par la phase tangentielle vers le NW. Les contacts anormaux se sont placés là où la série du Subbétique externe ne présentait que le minimum d'épaisseur.

#### e. L'UNITE DU CHARCO

Cette unité, aux caractères paléogéographiques bien différents de ceux des précédentes unités, constitue, au niveau du Jurassique, le talus

séparant la plateforme du Subbétique externe du vaste bassin du Subbétique interne. Elle est située actuellement sous l'unité de Burete qui la chevauche, du NW au SE, suivant un contact anormal jalonné de Trias et plongeant vers le NW. Ce dispositif est attribuable aux rétrochevauchements. Etant donné l'hétéropie sensible des faciès des séries des unités de Burete et du Charco, le déplacement a vraisemblablement une ampleur assez grande.

On peut se demander si l'unité du Charco était superposée à celle de Burete avant cette phase de rétrochevauchement. On n'observe jamais, en effet, de lambeaux d'unité du Charco sur l'unité de Burete. Il se peut donc que l'unité du Charco, lors des chevauchements généraux vers le NW, ait simplement constitué la partie méridionale de celle de Burete, sans en être séparée par un contact anormal.

#### f. L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE

L'unité de la Sierra de Ponce est séparée de l'unité du Charco par une zone faillée dite de Garobera, résultat de la phase postérieure aux mouvements tangentiels.

Avant cette phase de réajustement, on peut aisément imaginer une liaison qui ne soit pas tectonique entre l'unité du Charco au N et l'unité de la Sierra de Ponce au S.

Bien que l'unité de la Sierra de Ponce ne montre jamais de substratum, son allochtonie paraît indubitable.

Les rétrochevauchements sont, par contre, responsables du N vers le S :

- a. du chevauchement de la Sierra de Ceperos sur celle de la Lavia ;
- b. du pli anticlinal dissymétrique à flanc est renversé de la Sierra de la Lavia ;
- c. du vaste pli anticlinal de la Sierra de Ponce, dont le flanc occidental chevauche vers l'E le flanc oriental, totalement renversé ;

d. des synclinaux et anticlinaux pincés relayant l'anticlinal de Ponce vers la "zone-limite" du Rio de Pliego.

### 3. STRUCTURE DU SUBBÉTIQUE SUR LA TRANSVERSALE DE LA SIERRA DE RICOTE

Le Subbétique de la transversale de la Sierra de Ricote présente les mêmes ensembles paléogéographiques que ceux rencontrés sur la transversale de la Sierra de Espuña mais son extension est beaucoup plus réduite : l'ensemble du Subbétique a, en effet, à peine 15 km de large au lieu de 50 km un peu plus à l'W.

a. l'unité la plus septentrionale est celle de la Sierra de Lloro. Elle forme les reliefs de l'Atalaya de Cieza et de la Sierra de Lloro. Elle n'a pas été examinée dans la présente étude. Il semble néanmoins qu'il s'agisse d'un Subbétique externe à Jurassique calcaire. Cette unité repose, par l'intermédiaire de Trias, sur l'autochtone prébétique, au niveau de Cieza. Au sein du Trias marno-gypseux, on décèle la présence d'une unité plus profonde, très étirée, essentiellement à matériel crétacé.

b. L'évolution de l'unité de la Sierra de Lloro vers le S est continue et il semble que l'unité de la Sierra de Lloro et celle de la Bermeja, plus méridionale, forment le même ensemble. Néanmoins, des phénomènes de rétrochevauchements sont venus troubler cette liaison. Le Sud de la Sierra de Lloro constitue, en effet, un pli anticlinal cisailé et chevauchant vers le S. Le synclinal qui le relaie vers le S est également écaillé ; les contacts anormaux qui l'affectent ont un pendage NW.

c. Au S de ce Subbétique externe, on observe l'unité de la Bermeja, équivalent latéral de l'unité du Charco (Subbétique médian). Cette unité est ployée en un anticlinal postérieur à toutes les phases tangentielles. Une faille inverse, contemporaine du chevauchement vers le NW, sépare deux zones de faciès à l'intérieur de cette unité.

d. l'unité de la Garita, ployée en synclinaux et anticlinaux déversés vers le N, chevauche l'unité de la Bermeja suivant un contact anormal plongeant vers le S et jalonné de Trias.

Au S l'unité de la Garita chevauche une unité plus méridionale mais suivant un contact anormal plongeant cette fois vers le NW et attribuable à la phase de rétrochevauchements.

e. l'unité de la Mezquila affleure mal. Elle présente tous les caractères du Subbétique interne (unité de la Sierra de Ponce).

Les unités de la Sierra de Ricote constituent un allochtone comparable à celui défini sur la transversale de la Sierra de Espuña. Elles en diffèrent par la présence de phénomènes tectoniques particuliers et remarquables sur leur bordure orientale.

Les unités de la Sierra de Ricote sont, en effet, chevauchées par des séries marneuses, crétacées et éocènes, d'origine très externe (unité de los Rameles et Prébétique méridional). Ces unités marneuses qui doivent constituer le substratum de l'allochtone, ont chevauché les unités subbétiques à la faveur d'accidents locaux, traduisant probablement la présence d'accidents profonds de nature indéterminée qui semblent limiter le Subbétique, tel qu'il est défini dans notre secteur d'étude, au niveau du Rio Segura.

En conclusion, les unités du Subbétique sont décollées au niveau du Trias inférieur. Il s'agit là de la disharmonie majeure car aucun terme paléozoïque n'existe dans les nappes externes. Dans l'unité de los Rameles, des décollements internes s'effectuent également au niveau du Crétacé inférieur et à certains niveaux marneux de l'Eocène.

La masse triasique, située sous le Subbétique, n'est pas simple mais résulte de la superposition de plusieurs séries composées des trois termes classiques du Trias : Buntsandstein gréseux, Muschelkalk calcaire-dolomitique et Keuper marne-gypseux. Il faut donc concevoir une expulsion vers le N du matériel triasique de plusieurs unités subbétiques situées plus au S. Ce fait implique une certaine indépendance du matériel secondaire et tertiaire par rapport à son substratum triasique. Mais il n'existe pas de

raisons majeures pour placer, bien que l'ait fait R. Staub (1934), une discontinuité tectonique très importante entre le Trias externe et le Subbétique lui-même. Le Trias ne possède pas, en effet, de couverture qui lui soit propre et qui soit indépendante du Subbétique.

La tectonique tangentielle qui a provoqué les rétrochevauchements que nous situons après les charriages vers le N, au début du dépôt des terrains vindoboniens, est prédominante dans le Subbétique et contribue à troubler l'apparente simplicité de la superposition des différentes unités.

Cette phase de rétrocharriage a affecté également l'autochtone orébétique : les structures engendrées sont des plis renversés ; dans l'allochtone subbétique, ce sont des plis renversés vers l'E ou l'E-SE et des chevauchements. Les contacts anormaux peuvent être importants, ils plongent alors vers le NW.

Ces mouvements ne paraissent pas diminuer en ampleur au fur et à mesure que l'on se rapproche des nappes internes. Ainsi, quelques kilomètres au NW du Bétique de Malaga de la Sierra de Espuña, le flanc normal occidental de l'anticlinal de la Sierra de Ponce chevauche, de 3 km au moins, le flanc oriental renversé.

La phase terminale post-vindobonienne se traduit dans le Subbétique par des accidents verticaux qui semblent être des décrochements dont l'ampleur du déplacement horizontal reste à déterminer.

## B. STRUCTURE TECTONIQUE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DES INTERNIDES

a. Au S de la "zone-limite" du Rio de Pliego, commencent les zones internes. Nous avons vu qu'une série post-orogénique débutant à l'Auversien, scellait

le contact entre Internides et Externides.

Or, les trois unités malagaises à matériel secondaire et tertiaire sont séparées par des contacts anormaux cicatrisés par la série éocène et oligocène. L'âge des phénomènes tectoniques majeurs est donc éocène.

Néanmoins les différentes unités charriées et leur couverture post-orogénique ont été affectées par une phase plus récente provoquant des déversements vers le NW. Il est vraisemblable que ces déformations soient contemporaines du grand mouvement du Subbétique sur le Prébétique, vers le milieu du Miocène.

La tectonique de rétrochevauchement qui affecte le Subbétique immédiatement après son charriage, peut être responsable d'un écaillage peu important vers le S de l'unité du Morron de Totana, écaillage impliquant dans les contacts des calcaires à Lépidocyclines oligocènes.

Les trois unités supérieures de la Sierra de Espuña (unités du Morron de Totana, de Prat Mayor et de Perona) reposent sur une série d'unités permo-triasiques dont la plus profonde possède des caractères nettement alpujarrides. Les contacts anormaux plongent vers le NW et l'on serait tenté d'attribuer ces superpositions aux mouvements éocènes. Malheureusement, rien ne permet de l'affirmer, étant donné l'absence dans ces unités de terrains postérieurs au Rhétien.

Du N vers le S, on passe paléogéographiquement et tectoniquement du Permo-Trias, typique du Bétique de Malaga (Permo-Trias de l'unité du Morron de Totana ou écailles de l'Atalaya) à celui de l'unité alpujarride de los Molinos par une série d'unités intermédiaires (unités du Morron Largo, de la Santa et de Yechar).



## b. LES PHASES OROGENIQUES DE LA MARGE SEPTENTRIONALE DES ZONES INTERNES

On ne tirera aucune conclusion sur l'âge de mise en place des nappes internes. Il faut simplement souligner qu'à l'heure actuelle, de nombreux faits déterminants viennent étayer la pluralité des phases tectoniques. Les nappes internes (Alpujarrides et Névado-Filabrides) possèdent chacune un métamorphisme propre, d'âge alpin, : métamorphisme et tectonique semblent être intimement liés. En outre, en quelques points isolés de la chaîne (M. Durand Delga et J.M. Fontbote, 1960) des marnes de l'Oligocène supérieur sont impliquées dans la tectonique tangentielle. Ces recouvrements importants traduisent :

- . soit un mouvement ultime, soulignant la fin d'une orogénèse beaucoup plus précoce (qu'il est loisible de situer entre le Lias et l'Oligocène supérieur) ;
- . soit une phase tangentielle majeure génératrice des nappes internes.

Sur la transversale de la Sierra de Espuña, le problème de l'âge de la mise en place des éléments tectoniques supérieurs des nappes internes se pose avec la même acuité.

Les unités supérieures à matériel secondaire et tertiaire, se sont mises en place entre la fin du Lutétien supérieur et le début de l'Eocène supérieur.

On ne peut affirmer, avec la même force, que cette même phase ait mis en place les unités inférieures de la Sierra de Espuña, essentiellement permo-triasiques. Rappelons ici que le terme ultime à être impliqué dans les contacts anormaux est un Lias dolomitique basal.

Sur le plan purement spéculatif, il est possible d'intégrer les unités inférieures de la Sierra de Espuña à un système de nappes anciennes mises en place immédiatement après le Lias basal (hypothèse se rapprochant de celle de A.H. Banting (1933 a et b) qui a eu l'idée de placer l'orogénèse alpujarride à la fin du Trias). Il est loisible également de mettre en place ces nappes à toute autre époque du Secondaire ("altkimbrische Phase" de

R. Brinkmann et H. Gallwitz (1933 ).

Mais il faut souligner la fragilité de toute hypothèse d'une phase secondaire car on ne peut déceler les conséquences prévisibles de telles dislocations dans les séries stratigraphiques septentrionales. M. Blumenthal et P. Fallot (1935) et P. Fallot (1948) ont toujours souligné que "les premiers mouvements internes se sont produits entre la fin du Maestrichtien et le Lutétien" (P. Fallot, 1948, p. 67).

Les premières données stratigraphiques qui nous permettent, sur la transversale de la Sierra de Espuña, de soupçonner une quelconque orogénèse est d'une part, la trace d'un karst au toit du Tithonique et du Néocomien, karst dont les fissures sont comblées de marnes gréseuses glauconieuses de l'Albien et d'autre part, la transgressivité de l'Yprésien dans l'unité du Morron de Totana. Dans l'unité de Prat Mayor, les couches gréseuses et microconglomératiques de la base de l'Eocène prouvent une érosion intense d'un bâti secondaire du type malagais. Les niveaux de base du Jurassique sont atteints par l'érosion dès cette époque.

Il serait tentant de concevoir, étant donné la présence du karst, une érosion aérienne à une époque située entre l'Albien et le Néocomien. Il est très délicat de déceler l'origine de ce karst. Selon A. Bonte (19 ), le terme "karst" implique une émergence et l'action d'agents atmosphériques sur des calcaires protégés par une couverture perméable.

Le problème est donc de savoir si les figures karstiques sont vraiment d'origine aérienne ou s'il s'agit simplement du résultat d'un phénomène sous-marin de dissolution particulièrement intense et de non-sédimentation.

Quelle qu'en soit l'origine, le karst albien traduit un accident de sédimentation vraisemblablement lié à une activité orogénique certaine.

Les premières traces d'hypothétiques déformations de décèlent donc, sur la marge septentrionale des zones internes (transversale de la Sierra de Espuña), entre le sommet du Crétacé supérieur et l'Eocène basal.

La première phase orogénique soulignée par une tectonique de nappes, se situe à la fin du Lutétien supérieur. Une transgression débutant à l'Auver-sien revouvre, en effet, les unités à matériel secondaire et tertiaire du Bétique de Malaga.

Le démantèlement des trois unités malagaises débute à cette époque. Des conglomérats remaniant tous les niveaux du Jurassique malagais reposent, en effet, en transgression sur les trois unités supérieures de la Sierra de Espuna.

La transgression auversienne atteint également la partie interne du Subbétique (unité de la Sierra de Ponce). De ce fait, la zone séparant les domaines externe et interne, est comblée de termes post-orogéniques de l'Oligocène et du Miocène inférieur.

De plus, l'on peut affirmer que dès l'"Aquitanienn", les nappes internes (Alpujarrides et Bétique de Malaga) ont été profondément entamées par l'érosion puisqu'on retrouve, dans les sédiments de cet âge, à l'état de détritiques, les différents constituants de ces nappes.

La phase post-burdigalienne et anté-tortonienne, responsable du charriage du Subbétique sur le Prébétique, est peu ressentie, en surface, dans la Sierra de Espuña. On peut lui attribuer simplement le ploiement en pli anticlinal déversé vers le NW de l'unité du Morron de Totana et de sa couverture post-orogénique.

Mais des considérations géométriques, d'ordre général, nous incitent à prolonger le plan de charriage du Subbétique sur l'autochtone, loin au S sous les zones internes (Coupe B, fig. 177 )

. Le Subbétique et le Bétique de Malaga sont intimement liés par une couverture oligo-miocène non écaillée ;

. Le Subbétique est largement chevauchant sur le Prébétique ; à moins de concevoir un charriage réduit des zones externes, il est vraisemblable d'associer la partie septentrionale des zones internes au mouvement (relatif) des nappes externes vers le N.

**TROISIEME PARTIE**

**CHAPITRE XIX**

**CONCLUSIONS GENERALES**

C H A P I T R E X I X

HISTOIRE GEOLOGIQUE DES CORDILLERES BETIQUES  
DANS L'OUEST DE LA PROVINCE DE MURCIE

Après avoir examiné le contenu stratigraphique des différentes unités et leurs relations tectoniques, nous allons maintenant tenter de retracer l'histoire géologique de la marge septentrionale des zones internes et celle des zones externes sur la transversale de la Sierra de Espuña.

Il est encore prématuré de préjuger de la généralisation des observations faites dans notre secteur d'étude. Il semble qu'à l'W de la Province de Murcie, les différentes zones paléogéographiques se retrouvent identiques à elles-mêmes, alors qu'à l'E, la prolongation des différents domaines est moins évidente. D'après les travaux de J. Azéma, il ne semble pas que l'on retrouve le Subbétique avec autant de diversité paléogéographique à l'E du Río de Segura.

Rappelons brièvement les différentes zones qui, allongées du S SW au N NE, se rencontrent du N vers le S :

1 - la zone prébétique : fondamentalement autochtone. Elle se différencie en deux sous-zones :

a) le Prébétique s.s. : (au NE et au NW de la Calasparra) couverture néritique ou continentale de la Meseta ibérique,

b) le Prébétique méridional : (Sierra de la Puerta) évolution méridionale du Prébétique s.s., caractérisé par une sédimentation marine, continue mais très détritique. Il s'agit là de la bordure septentrionale du vaste bassin externe de la chaîne, différencié dès l'aube du Crétacé.

2 - la zone subbétique : fortement disloquée et généralement décollée au niveau du Trias. Il s'agit d'un domaine paléogéographique complexe se subdivisant en plusieurs sous-zones dont l'histoire paléogéographique respective se différencie depuis le Lias. Il s'agit, du N vers le S :

a) du Subbétique externe (unités de los Rameles, de la Loma de Solana et de Burete) à Jurassique calcaire aux faciès de plateforme. Au niveau du Crétacé et de l'Eocène, on décèle une liaison étroite de la partie

septentrionale de ce Subbétique externe (unité de los Rameles) et du Prébétique méridional, liaison qui place le Subbétique dans le domaine externe ;

b) du Subbétique médian (unités du Charco, de la Bermeja et de la Garita) intermédiaire entre le Subbétique externe et le Subbétique interne ;

c) du Subbétique interne (unités de la Sierra de Ponce et de Mezquila) dont la série jurassique est marneuse dès le Toarcien.

3 - la zone malagaise : partie septentrionale des Internides, formée de plusieurs unités superposées suivant des contacts anormaux plongeant vers le N (Sierra de Espuña). Il semble que les unités en position supérieure, donc les plus septentrionales, aient été constituées de termes qui, à l'origine, se placeraient immédiatement au S du Subbétique le plus interne. Les unités inférieures à matériel permo-triasiques effectueraient, elles, la transition entre la zone malagaise et la zone alpujarride ;

4 - la zone alpujarride (S de la Sierra de Espuña), peu représentée dans notre secteur d'étude. Il s'agit d'une zone purement interne et affectée par un métamorphisme d'âge alpin.

L'on doit à P. Fallot (voir bibliographie) d'avoir, le premier, ébauché une synthèse de la chaîne. Cet auteur avait, en effet, affirmé la liaison entre le Prébétique et le Subbétique, ce dernier domaine étant fondamentalement externe et issu de la marge méridionale du bâti ancien mésétéen. La nappe subbétique, dont le caractère franchement allochtone était alors démontré, lui était apparue comme une "maquette" tectonique désordonnée faite d'un ensemble de massifs flottant sur le Trias et isolés les uns des autres. P. Fallot avait très précisément étudié le Subbétique externe (unité de la Loma de Solana). Quand au Subbétique interne à Jurassique marneux, sa signification à l'échelle de la chaîne avait été à peine soupçonnée. Le problème majeur que P. Fallot a abordé dans la Province de Murcie, est celui du Bétique de Malaga de la Sierra de Espuña et de ses relations avec le Subbétique. Reprenant les conclusions formulées beaucoup plus à l'W par



M. Blumenthal et lui-même, P. Fallot envisageait une origine "ultra" pour la nappe de Malaga et son encapuchonnement généralisé dans la partie interne du Subbétique, encapuchonnement ayant provoqué des rétropoussées ou poussées "antibétiques". La mise en place de ce Bétique de Malaga se serait placée entre l'Oligocène et le Miocène inférieur alors que celle du Subbétique aurait eu lieu vers le milieu du Miocène.

Que reste-t-il d'une telle synthèse ? Beaucoup, et même si l'origine méridionale du Bétique de Malaga semble écartée étant donné les liaisons stratigraphiques observées dans les séries malagaises et pénibétiques, (ce terme étant pris dans le sens partie la plus méridionale du Subbétique), les observations précises de P. Fallot ont grandement contribué à formuler les hypothèses qui se révèlent actuellement plus conformes à la réalité des faits.

On ne sait rien de l'histoire anté-triasique du secteur étudié, car aucune unité ne comporte de Paléozoïque (sauf l'unité alpujarride dont les phyllades de base sont en partie paléozoïques).

Le TRIAS permet de différencier deux vastes ensembles :

1° au S, un premier ensemble (alpujarride) dont le TRIAS est de type alpidinarien. Sur un Permo-Werfénien constitué de grès-quartzites verts, de grès rouge-violacé et de schistes phylliteux lie-de-vin, vient tout d'abord un Muschelkalk calcaire (faciès à vermiculations) suivi, ensuite, de dolomies cristallines bleu-sombre représentant le Trias supérieur ;

2° au N, un second ensemble malagais et subbétique dont le Trias est de type germanique : le Trias inférieur est marno-gréseux, le Trias moyen calcaire et le Trias supérieur marno-gypseux.

Entre le Trias du Bétique de Malaga s.s. au N et le Trias alpujarride au S, on relève des séries intermédiaires : le Trias inférieur est marno-gréseux et du S vers le N, la taille des éléments détritiques augmente. La teinte évolue également, dans le même sens, du rouge lie-de-vin au rouge-brique. Sur un Muschelkalk dolomitico-calcaire, vient un Keuper marnogypseux de plus en plus important au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'unité alpujarride.

Il semble que le Trias malagais et le Trias subbétique appartiennent au même ensemble paléogéographique où le Trias inférieur est nettement continental à la base (grès et argiles gréseuses) et à tendance lagunaire au sommet. Cette tendance à l'immersion s'accomplit au Muschelkalk où l'on voit, dans les deux zones, une sédimentation marine puissante, calcaire et dolomitique ; les faciès de calcaires à vermiculations paraissent essentiellement se placer à la fin du Muschelkalk. Le Trias supérieur est, par contre, régressif et voit l'installation de vastes bassins fermés où se sédimentent des argiles bigarrées gypsifères.

Le L I A S fait suite au Trias sans discontinuité apparente. Dans le Bétique de Malaga au S et le Subbétique au N, il y a changement brutal de faciès. Dans les deux domaines, la sédimentation évaporitique du Keuper semble se prolonger pourtant dans l'Infralias et la base du Lias inférieur. Mais les argiles bigarrées gypsifères du Keuper font place à des dolomies primaires avec des intercalations de gypse stratiforme (Cerro de la Paca) puis à des dolomies massives.

Cette sédimentation lagunaire devient ensuite marine dans tous les domaines; ce sont des dépôts calcaires de faciès peu profonds (calcaires oolitiques à Meandropsinidae).

Le LIAS MOYEN est le premier étage où l'on décèle l'arrivée de matériaux détritiques. Le PLIENSBACHIEN et le DOMERIEN, nettement calcaires, sont, en effet, souvent gréseux et ferrugineux. Quand ces assises sont bien datées, elles revêtent des faciès de calcaires gréso-ferrugnieux à Brachiopodes et Ammonites épicontinentales (Amalthéidés). Les concentrations en sel de fer sont surtout sensibles sur la remontée méridionale du bassin du Subbétique interne et sur la ride malagaise.

Le TOARCIEN voit le début de la différenciation de sous-zones dans le Subbétique. Alors qu'au N de la nappe subbétique, le Toarcien est calcaire et noduleux, la partie interne du Subbétique voit le début d'une sédimentation marneuse pélagique. La remontée méridionale de ce bassin s'effectuerait rapidement car, au S, dans le Bétique de Malaga, le Toarcien est sous la forme de calcaires déposés à faible profondeur : ce sont, en effet, des calcaires oolitiques.

L'évolution paléogéographique de la chaîne se clarifie considérablement durant l'Aalénien, le Dogger et le Malm. Nous avons peu de données sur le Jurassique du Prébétique. Seul le PORTLANDIEN (?) (laguno-saumâtre) affleure au NW de Calasparra (Las Rotas). D'après les données de Y. Champetier et E. Fourcade (N de la Province de Murcie), le Jurassique prébétique est essentiellement dolomitique et calcaire et toujours caractérisé par des faciès de faible profondeur. Au S de ces lagunes et de ces mers peu profondes jurassiques, se développerait une zone de sédimentation marine et néritique que l'on met clairement en évidence plus à l'W (R. Busnardo 1960-1962). Les apports détritiques s'annulent très vite vers le S. Une vaste plate-forme correspondant au Subbétique externe voit la sédimentation peu épaisse de calcaires rouges, très souvent noduleux. Le Dogger est particulièrement riche en silex où abondent les Radiolaires et se présente parfois sous forme de radiolarites (unité de la Loma de Solana).

L'évolution vers le S de cette plate-forme est remarquable car avant d'atteindre le vaste bassin subbétique interne, on relève une zone de sédimentation calcaire, radiolaritique et marneuse (Subbétique médian).

A ce niveau du domaine externe on observe parfois des conglomérats (Sierra de Ricote) du Kiméridgien-Tithonique qui traduisent la détérioration d'une cordillère . Le TITHONIQUE supérieur est rouge, marneux et très riche en silex. On peut interpréter ce Subbétique médian comme un flanc de ride. Il semble que ce flanc soit le siège, au niveau de l'AALÉNIEN-DOGGER, d'émissions de coulées basiques. La sous-zone du Subbétique médian effectue la liaison avec le bassin du Subbétique interne qui voit, dès le TOARCIEN, une sédimentation marneuse pélagique épaisse. D'importantes variations de faciès s'observent dans la partie méridionale de ce Subbétique interne car l'on passe très rapidement de marnes à des calcaires noduleux au KIMÉRIDGIEN-TITHONIQUE. Il ne semble pas que l'aire de sédimentation des marnes jurassiques du Subbétique interne soit très profonde.

Au S du vaste bassin du Subbétique interne, on assiste à une remontée rapide du fond marin. Le Bétique de Malaga montre, en effet, durant le DOGGER-MALM, tous les types de faciès calcaires déposés à faible profondeur : calcaires graveleux, oolitiques, microbrèches, calcaires noduleux rouges, etc...

Au JURASSIQUE, l'évolution vers le S de cette ride malagaise est énigmatique. Il semble que seule, la base du Lias soit représentée dans les unités permo-triasiques intermédiaires. Quant aux Alpujarrides, étant donné l'absence de couverture post-triasique, on est obligé d'admettre soit une absence de sédimentation, soit la présence d'une mince couverture jurassique ayant pu protéger par la suite les termes plus anciens de l'érosion (si toutefois, il y a eu émergence ?) et ayant disparu après le Jurassique.

L'aube du C R E T A C E voit se dessiner une paléogéographie différente qui vient se surimposer aux grands ensembles définis au cours du JURASSIQUE.

Le Prébétique s.s., au N, est une vaste aire continentale durant le Crétacé inférieur, aire caractérisée par des sédiments détritiques essentiellement gréseux. Durant le Crétacé supérieur, se déposent des termes néritiques actuellement surtout sous forme de dolomies.

L'évolution vers le S est très rapide. Le Prébétique méridional est, en effet, une aire de sédimentation marine, très détritique au cours du Crétacé inférieur. Les apports de quartz détritiques abondent en effet. A l'Albien, des récifs (faciès urgoniens) frangeaient le rivage du domaine mésétéen.

Au CRETACE SUPERIEUR (essentiellement au SENONIEN), on assiste à un arrêt momentané des apports détritiques. Par contre, des oscillations brusques, témoins d'un orogène naissant plus ou moins lointain, donnent naissance à des phénomènes de glissements sous-marins en bordure du continent.

Au S du rivage, vient un vaste bassin (unité de los Rameles et unité de la Loma de Solana) qui se superpose à la plate-forme jurassique du Subbétique externe. Il s'agit d'un bassin de comblement où s'accumule une forte épaisseur de sédiments marneux. La remontée septentrionale de ce bassin, caractérisée par l'abondance de quartz détritiques, est formée, du S vers le N, par l'unité subbétique de los Rameles et par le <sup>domaine</sup> intermédiaire de la Puerta.

La partie interne de ce bassin, correspondant à la marge méridionale du Subbétique externe subit une remontée très sensible se traduisant par des condensations de série (Sierra de Quipar) et par des sédiments beaucoup plus calcaires.

Séparé du bassin crétacé externe par une zone moins profonde (à vrai dire peu visible actuellement dans les différentes unités) viendrait un vaste bassin méridional (Subbétique interne) où la sédimentation marneuse est continue du Néocomien au Maestrichtien. Il est difficile d'attribuer une bathymétrie certaine à de telles séries. Néanmoins, il semble qu'elle ne soit pas considérable. Dans la partie la plus méridionale du bassin interne du domaine subbétique, on décèle, localement, à l'Albien, des apports gréseux

annonçant les faciès détritiques de la ride malagaise. Ce sont des sables verts très glauconieux.

Il faut donc concevoir une remontée rapide du fond marin du bassin interne subbétique vers la ride malagaise au S.

En effet, au S de ce domaine externe, se développe une vaste ride caractérisée par une sédimentation très condensée. Durant une partie du Néocomien, la sédimentation calcaire du Jurassique se prolonge sans accident. Mais un régime karstique, témoin d'oscillations importantes du fond marin s'installe entre le Néocomien et l'Albien. L'Albien est très détritique et très peu profond puisqu'il est formé de sédiments gréseux, glauconieux et phosphatés en remplissage karstique au toit du Néocomien et du Tithonique.

Durant le Crétacé supérieur, la sédimentation sur la ride malagaise est très condensée et traduit une très faible profondeur de la mer.

Il semble donc que dès l'Albo-Aptien, les grandes divisions de la chaîne apparaissent dans la paléogéographie.

AU N U M M U L I T I Q U E, l'histoire orogénique de la chaîne devient très nette.

Les venues détritiques déjà décelables au Crétacé dans la partie externe du Subbétique envahissent le bassin externe dès le PALEOCENE. Il semble par contre, que la ride malagaise soit émergée jusqu'à l'Yprésien qui est transgressif et qui remanie tous les termes mésozoïques du Bétique de Malaga.

La sédimentation très détritique et très néritique du Nord des zones internes se trouve interrompue avant l'Auversien car les unités malagaises (et peut-être le reste des unités internes) ainsi que la partie

méridionale des zones externes se sont déplacées. Il serait imprudent d'affirmer que, sur la transversale considérée, toutes les nappes internes se sont mises en place lors de cette phase anté-auversienne, il s'agit simplement d'une hypothèse. L'observation prouve en effet, que seul le Miocène inférieur inférieur peut être considéré comme un post-nappe franc dans les zones internes. On peut de ce fait très bien imaginer, que seule la partie septentrionale des zones internes et la partie méridionale des zones externes se mettent en place à la fin du Lutétien. La partie médiane de la chaîne a très bien pu se mettre en place avant les deux domaines situés de part et d'autre d'elle.

Les unités de la Sierra de Espuña se sont déplacées apparemment en place du N vers le S. Etant donné la liaison fort probable du Subbétique et du Bétique de Malaga, l'on arrive à de telles superpositions en invoquant un sous-charriage du S vers le N de cette partie des zones internes.

Cette phase n'est pas sans avoir d'influence sur la sédimentation dans le bassin éocène du Subbétique externe où l'Eocène supérieur remanie à la fois le CRETACE et le JURASSIQUE SUPERIEUR (unité de los Rameles). Il est donc très vraisemblable que des mouvements aient affecté le domaine subbétique lors de cette phase anté-auversienne, entraînant des émergences et des érosions locales.

Dès L'EOCENE SUPERIEUR, apparaît donc un trait caractéristique des Cordillères bétiques : entre les zones externes et internes (entre la Sierra de Espuña à l'E et Baza à l'W) s'installe un sillon, large de 3 à 10 km dans notre secteur, qui voit le dépôt de sédiments détritiques de l'EOCENE SUPERIEUR, de l'OLIGOCENE et du MIOCENE INFERIEUR. L'on peut ainsi observer ce "post-nappe" relatif, transgressif au S sur des imbrications malagaises et au N sur le Subbétique interne, scellant les contacts anormaux de la phase anté-auversienne. Il faut noter (en gardant à l'esprit le caractère relatif d'une telle extrapolation) que ce sillon éocène supérieur oligocène-miocène inférieur post-nappe occupe, sur la transversale de la Sierra de Espuña, la même position que la zone des flyschs allochtones

(P. Chauve, 1967), beaucoup plus à l'W, selon l'hypothèse émise par M. DURAND DELGA, 1966, p. 11 et 12 (travaux de P. Chauve, J. Didon et Y. Peyre). Ces flyschs représenteraient une zone complètement énuclée, conséquence probable d'un "resserrement fondamental à la limite des zones internes et des zones externes, avec appel de matière vers cette zone cicatricielle par sous-charriages symétriques" (M. Durand Delga, 1966). On peut aisément imaginer l'hypothétique complexité de cette "zone-limite", dans ma zone d'étude si elle avait subi, comme plus à l'W une évolution tangentielle post-auversienne, car elle repose à la fois sur les Internides et sur les Externides.

D'après la liaison que nous pensons pouvoir établir entre le Bétique de Malaga de la Sierra de Espuña et le Subbétique de la Sierra de Ponce et d'après l'orientation des contacts, on peut proposer que les différentes unités malagaises se soient mises en place par sous-charriages du S vers le N vers une "zone-cicatricielle" devant se situer au niveau du Rio de Pliego. La grande différence avec l'Ouest des Cordillères bétiques est que cette "zone-limite" est restée relativement calme et fait véritablement fonction de post-nappe franc car non repris, en surface, par une tectogenèse tangentielle ultérieure.

L'O L I G O C È N E est donc une période de calme orogénique relatif. Le Prébétique voit la sédimentation de terres continentales. Vers le S, débute le bassin du Prébétique méridional et du Subbétique externe dont le comblement qui a débuté au Crétacé, se poursuit jusque dans l'Oligocène supérieur. Il semble qu'à ce vaste bassin externe succède, vers le S, une zone émergée correspondant au Subbétique médian et interne p.p. où nous n'avons pas trouvé trace de sédiments oligocènes.

Séparant la partie interne des Externides et la marge septentrionale des Internides dont l'essentiel de la structure est acquis, vient un sillon où règne une sédimentation marneuse, détritique et puissante, où l'on décèle des apports d'origine interne. Dès l'Oligocène supérieur, ces apports proviennent de toutes les nappes internes. A cette époque, l'édifice interne est



en place et profondément entamé par l'érosion.

Durant le M I O C E N E I N F E R I E U R ("AQUITANO"-BURDIGALIEN), l'évolution de la chaîne reste la même. Bien que subissant encore des apports détritiques, la sédimentation s'uniformise aussi bien dans le bassin externe (qui n'a subi aucune tectogenèse notable) que dans le sillon de la "zone-limite". Cette période de calme relatif, souligné par l'abondance de faciès marneux pélagiques, pauvres en benthos, précède la seconde phase majeure des Cordillères bétiques qui voit le déferlement du Subbétique sur l'autochtone prébétique. Le Subbétique est une nappe glissant sur une sole triasique plastique. Cette phase majeure se situe à la fin du Miocène inférieur et au début de l'Helvétien (étage défini par l'explosion des Orbulines).

Bien qu'aucune fenêtre indubitable ne vienne le confirmer dans notre secteur d'étude, il semble que le Subbétique soit très largement charrié sur le Prébétique, comme on le voit clairement sur d'autres transversales.

Ayant soupçonné un peu plus haut que dans un premier temps (juste avant l'Auversien pour le Bétique de Malaga au moins), les nappes des zones internes étaient sous-charriées du S vers le N les unes sous les autres et étant donné l'immobilisme de la "zone-limite" et très vraisemblablement des zones internes, on peut supposer que le Prébétique ou plus exactement le socle de la Meseta ait été largement sous-charrié, du N vers le S, et sous le Prébétique et au moins sous la partie externe des Internides jouant en "matériel mort" (B, fig. 177 ).

Le resserrement de l'édifice ne serait pas exactement symétrique. Les mouvements principaux, comme le définit M. Durand Delga (1966, p. 12)

(A, fig. 177 ) seraient liés à un enfoncement sialique important vers le bas. La géométrie de tels mouvements est encore mal définie étant donné la difficulté de vérification de ces phénomènes profonds. Il semble néanmoins que cet appel vers le bas se fasse au niveau d'une zone privilégiée : celle qui sépare les Externides des Internides.

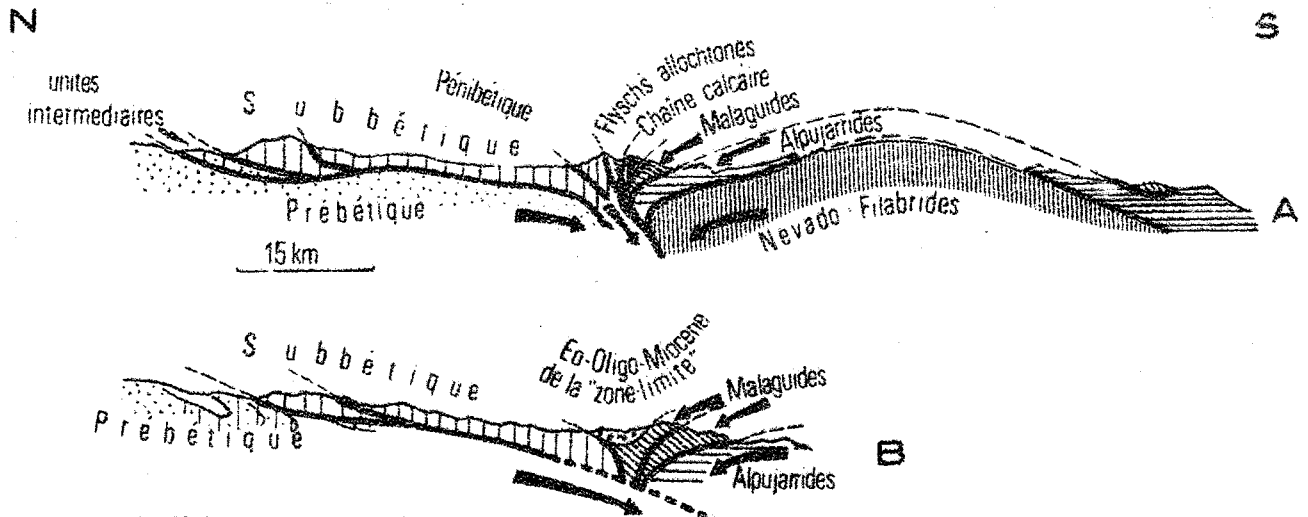


Fig. 177 Structure interprétative des Cordillères bétiques :  
A. structure générale proposée par M. Durand Delga (1966)  
B. Structure de la partie occidentale de la Province de Murcie.

L'évolution tangentielle de la chaîne sur la transversale étudiée n'est pas terminée après le charriage du Subbétique sur le Prébétique. Il est difficile d'attribuer un âge exact aux derniers déplacements tangentiels des nappes. Ces mouvements sont apparemment dirigés du NW vers le SE, c'est-à-dire en sens inverse du charriage du Subbétique vers le N. Les contacts anormaux dus à ce premier charriage sont renversés vers le SE, les rétrochevauchements sont également dirigés vers le SE. Les structures tangentielles importantes, engendrées par cette ultime phase, sont d'une part le chevauchement de l'unité de Burete sur celle du Charco (Sierra de Burete) et d'autre part celui de l'unité de la Sierra de Ponce sur le Miocène inférieur post-orogénique de la "zone-limite" du Rio de Pliego.

Dans la Sierra de Ricote, cette phase revêt une grande importance puisqu'elle est responsable de l'écaillage vers le S de la zone unissant la

Sierra de Lloro (Subbétique externe) à celle de Ricote (Subbétique médian et interne), du chevauchement de l'unité de la Garita (Subbétique médian) sur celle de la Mezquila (Subbétique interne). De plus, cette phase, postérieure au charriage vers le N du Subbétique, s'est vraisemblablement traduite, sur le pourtour oriental de la Sierra de Ricote, par le chevauchement local sur le Subbétique de la Sierra d'unités à affinités très externes (unité de los Rameles et série de la Puerta) primitivement largement chevauchées.

Il semble que cette phase de rétrochevauchement ait immédiatement suivi le charriage du Subbétique vers le N et qu'elle se place donc vers le milieu du Miocène. L'Helvétien supérieur (à Ostrea crassissima) est renversé vers le SW au contact des masses charriées mais ces couches, post-orogéniques, par rapport à la phase majeure post-burdigalienne, ne sont jamais chevauchées. Il semble donc que la fin des mouvements de rétrochevauchements, responsables du renversement des horizons post-orogéniques, se situe dans la partie supérieure de l'Helvétien. Ceci laisse supposer que la phase de rétrochevauchement elle-même s'est placée à "l'Helvétien moyen".

En résumé, il semble que le domaine externe se soit froncé sur lui-même, sans chevauchements internes importants, en fonction de l'évolution progressive des faciès du N vers le S.

Le Miocène supérieur est une période de calme orogénique qui voit la détérioration des reliefs récemment créés. La transgression helvétique ceinture la majeure partie des massifs charriés, en les recouvrant partiellement. De vastes bassins de comblement s'installent entre les différents massifs et subissent une subsidence importante, étant donné l'énorme épaisseur de sédiments qui s'y accumulent : c'est le cas du Bassin de Mula, Archena et Fortuna (à l'E du Rio de Segura), du bassin d'Alhama de Murcia, Totana et de Lorca.

L'histoire tangentielle de la chaîne est terminée au Miocène supérieur. Une phase d'accidents verticaux très importants contribue, à la fin du Tortonien, à donner à la province de Murcie son style tectonique définitif.

Des accidents verticaux, décelés du SE au NW sur plus de 50 km, affectent essentiellement le Subbétique (accidents du Rio de Mula et du Sud de la Sierra de Ricote), séparent sur la transversale de la Sierra de Espuña le Subbétique externe et médian du Subbétique interne et sur la transversale de Ricote le Subbétique s.l. du bassin post-orogénique de Mula. Il se pourrait qu'il s'agisse de décrochements à déplacement horizontal important. Cette hypothèse reste à vérifier latéralement.

Aucun terme pliocène n'a été mis en évidence par la faune dans notre secteur d'étude. Il semble qu'à cette époque, au S de la Sierra de Espuña, se déposent des formations bréchiques rouges formées de blocs et galets provenant essentiellement des zones internes. Dans la dépression de Murcia-Totana-Lorca, une épaisse série (plusieurs centaines de mètres) datée du Pliocène a cependant été rencontrée en sondage.

L'instabilité de ces zones charriées est encore sensible, puisque la région du Rio Quipar (unité de la Loma de Solana) est une zone sismique où se localisent beaucoup d'épicentres.

Ce qui échappe encore à notre vue est la dynamique de la mise en place des nappes. Néanmoins, il semble que les déplacements superficiels qui n'obéissent pas toujours à la logique mécanique, étant donné les composantes variables de la couverture sédimentaire, s'orientent autour d'une zone privilégiée séparant Internides et Externides.

La chronologie des mouvements montre les Internides en place avant les Externides. L'explication des différentes nappes de ces zones, est beaucoup plus délicate à établir, car les déplacements superficiels observables sont vraisemblablement la conséquence de phénomènes profonds de sous-charriages de socles dont on ne peut que soupçonner l'existence.

B I B L I O G R A P H I E

ALMELA A. et RIOS J.M. (1953).— Analogies entre les séries stratigraphiques de la Sierra de Ricote (Espagne) et de l'Apennin septentrional, B.S.G.F., (6), III , p. 767-774.

" " (1954).— Estudio geologico de la Sierra de Ricote, en la region de Mula (provincia de Murcia), Bol.Inst.Geol. y Min., t.LXVI, p.17-83, 2 cartes.

" " (1955).— Mapa geologico de España, Hoja de Mula, n° 912, Murcia, Inst. Geol. y Min. Esp.

ammonitico-rosso. — voir bibliographie in AUBOUIN J. (1965)

AMSTUTZ A.(1965).— Notions fondamentales pour la géologie de l'Ossola-Tessin; raisons géométriques, C.R.Ac.Sc., t.261, p.1040-1043.

AMPFERER O.(1906).— Ueber das Bewegungsbild von Faltengebirgen, Jahrb.Geol. Bundesanstalt Austria, 56, p.539-622.

" (1939).— Grundlagen und Aussagen der Geologischen Unterströmungslehre, Natur Volk, 69, p.337-349.

ARKELL W.J.(1956).— Jurassic Geology of the World, Oliver and Boyd Ltd, London.

AUBOUIN J.(1959).— Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale les confins de l'Épire et de la Thessalie, Ann.géol.Pays Hell., 10, 483p.

" (1959).— Granuloclasement vertical (Gardded bedding) et figures de courant (current marks) dans les calcaires purs: les brèches de flancs des sillons géosynclinaux, B.S.G.F., (7), I, p.578-582.

" (1961).— Propos sur les géosynclinaux, B.S.G.F., (7), III, p.629-702.

" (1965).— Réflexions sur le faciès "ammonitico-rosso", B.S.G.F., (7), VI, p.475-501.

AZEMA J.(1960 a).— Sur la stratigraphie du Jurassique des environs de Malaga (Espagne), C.R.Ac.Sc., t.250, p.2231-2233.

" (1960 b).— Sur la structure du Secondaire et du Nummulitique des envi-

rons de Malaga (Espagne), B.S.G.F., (7),II, p.340-344

AZEMA J.(1961).\_ Etude géologique des abords de Malaga (Espagne),  
Est.Geol. Inst. "Lucas Mallada, Madrid,C.S.I.C.,XVII, p.131-160.

AZEMA J.,DURAND DELGA M. et PEYRE Y. (1960).\_ Corte del Mesozoico  
y del Eoceno en el Palo de Malaga, Notas y Com. Inst. Geol.y Min.Esp.,  
n°59, p.23-26.

AZEMA J. et SORNAY J. (1966).\_ Sur l'existence de phénomènes de ravi-  
nement, de condensation et de remaniement au sein des formations secon-  
daires de la Sierra de Crevillente (prov. d'Alicante, Espagne), B.S.G.F.,  
(7),VIII, p.518-520.

BANTING A.H. 1933 a).\_ Sur le pli-nappe de Lujar-Gador (Cordillères  
bétiques), Proc.Kon.Ned.Akad.v.Wetensch.,vol.XXXVI, p.98-106.

" (1933 b).\_ Der Bau der Betischen Kordillere und ihre Stellung  
im Mediterranen Orogen, Geol.Runds., Bd XXIV, p.311-319.

BLUMENTHAL M. (1933).\_ Sur les relations tectoniques entre les zones  
bétique, pénibétique et subbétique du S8 de l'Andalousie, C.R.Ac.Sc.,t.197,  
p.1138.

" (1935 a).\_ Allure tectonique et définition du "double pli  
gaditan", B.S.G.F., (5),V, p.659-686.

" (1935 b).\_ Antibetische Faltungen in Gibraltarbergen, Geol.  
Runds., Bd XXVI, 6.

BLUMENTHAL M. et FALLOT P. (1935).\_ Observations géologiques sur la Sierra  
Arana entre Grenade et Guadix, Mem.Soc.Esp.Hist.Nat., t.XVII, Mem.I,p.5-74.

BOOY T. et EGELER C.G. (1961 a).\_ Remarks on the tectonic position of the  
betic of Malaga in SE Spain and its relation to the Subbetic, Geol. in Mijn.  
jahr.40, n° 2 février 1961

" " (1961 b).\_ The occurrence of Betic of Malaga in the  
Sierras de Almagro and Alhamilla (SE Spain), Geol. in Mijn., jahr. 40, p.  
209-218.

BRUNN J.H. (1960).\_\_ Les zones helléniques interne et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse alpine, B.S.G.F., (7),II, p.470-486.

BUSNARDO R. (1960).\_\_ Aperçu sur le Prébétique de la région de Jaen (Andalousie, Espagne), B.S.G.F., (7),II, p.324-329.

" (1962).\_\_ Regards sur le géologie de la région de Jaen (Andalousie), Livre à la Mém.Prof.P.Fallot, Mem.h.sér. S.G.F.,I, p.189-198.

" (1964).\_\_ Hypothèses concernant la position des unités structurales et paléogéographiques de la transversale Jaen-Grenade (Andalousie), Geol. in Mij., jahr 43, p.264-267.

"

BUSNARDO R. et CHENEVOY M. (1962).\_\_ Dolérites intrusives dans le Lias et le Dogger d'Andalousie. Leurs différenciations pegmatitiques alcalines et auréoles de métamorphisme, B.S.G.F., (7), IV, p.461-470.

BUSNARDO R. et DURAND DELGA M. (1960).\_\_ Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé inférieur dans l'Est des Cordillères bétiques (régions de Alcoy et Alicante), B.S.G.F., (7), II, p.278-287.

BUSNARDO R., DURAND DELGA M. et FALLOT P. (1958).\_\_ Le contact frontal du Subbétique entre le massif du Revolcadores et la Sierra Sagra (Provinces de Murcie et de Grenade, Espagne), C.R.Ac.Sc., t.246, p.2320-2325.

BUSNARDO R., DURAND DELGA M., FALLOT P. et MAGNE J. (1958). Observations stratigraphiques sur le Nummulitique des Cordillères bétiques (Espagne méridionale), C.R.Ac.Sc., t.247, p.9-15.

CELET P. (1962).\_\_ Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale, Ann. géol. Pays Hell., XIII, 446 p.

CHAUVE P. (1967).\_\_ Etude géologique du Nord de la Province de Cadix (Espagne méridionale), Thèse Paris.

CHAUVE et HOPPE P. (1963).\_\_ Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur le corridor de Boyar (province de Cadix, Espagne), B.S.G.F., (7),p.303-310.

- CHAUVE P., DIDON J., MAGNE J. et PEYRE Y. (1964).\_\_ Mise au point sur l'âge des phénomènes tectoniques majeurs dans les Cordillères bétiques, Geol.in Min. Jahr 43, p.273-276.
- CISNEROS DE J. \_\_ Bibliographie détaillée in FALLOTP. (1931-1934-1945)
- COLON G. (1929). \_\_ Nota sobre las Calizas con Miliolas del Estampiense de Mallorca Mem. Real.Soc.Esp.Hist.Nat., t.XV, p.237-240.
- COMBES A. (1964). \_\_ Présence de masses de matériel triasique englobées dans les marnes miocènes au Sud de la Sierra de Ricote (province de Murcie, Espagne), B.S.G.F., (7), VI, p.278-281.
- DIDON J. et PEYRE Y. (1964). \_\_ Sur deux dispositifs remarquables dans les Cordillères bétiques à l'Ouest du méridien de Malaga (Anadalousie), C.R.Ac.Sc., t.259, p.1988-1991.
- DIDON J., DURAND DELGA M., FONTBOTE J.M., MAGNE J. et PEYRE Y. (1964). \_\_ El Oligoceno del Betico de Malaga, Notas y Com. Inst. Geol. y Min. Esp., n°61, p.115-130.
- DUPUY DE LOME E. et MARIN DE LA BARCENA A. (1962). \_\_ Mapa geologico de España Hoja n°890, Calasparra (Albacete-Murcia), Inst. Geol. y Min.
- DUPUY DE LOME ET TRIGUEROS E. (1958). Mapa geologico de España, Hoja n° 932, Coy (Murcia), Inst. Geol. y Min.
- DURAND DELGA M. (1955). \_\_ Etude géologique de l'Ouest de la chaine numidique, Bull.Serv. carte géol. Alg., 2°sér., 24, 533 p.
- " (1960). \_\_ Introduction à la séance sur les Cordillères bétiques, B.S.G.F., (7), II ,p.263-266.
- " (1961). \_\_ Paul Fallopp (1889-1960), sa vie-son oeuvre, B.S.G.F., (7), III, p.216-243.
- " (1964). \_\_ Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale, Geol. Rund., Bd 53, p. 534-535.
- " (1966). \_\_ Titres et travaux scientifiques, Paris, Impr.Priester, 43p. ,6 fig.



DURAND DELGA et MAGNE J. (1958).- Données stratigraphiques et micropaléontologiques sur le Nummulitique de l'Est des Cordillères bétiques (Espagne), Rev. Microp., n°3, p. 155-175.

" " " (1961).- présence d'Oligocène supérieur sous le front des nappes alpujarrides au Nord-Est de Grenade (Andalousie), C.R.Ac.Sc. t. 252, p. 559-561.

" " " et PEYRE Y. (1959).- Découverte du Crétacé moyen dans le Bétique de Malaga et le Pénibétique d'Antequera (Andalousie), C.R.Ac.Sc., t. 249, p. 2 796-2 798.

DURAND DELGA M. et FONTBOTE J.M. (1960).- Le problème d' l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie, Rev. Géog. phys. et Géol. dyn. Paris, III, fasc. 4, p. 181-187.

EGELER C.G. (1964).- On the tectonics of the eastern Betic cordilleras (SE Spain), Geol. Rund., 53, 1.

EGELER C.G. et BODENHAUSEN J.W.A. (1964).- Distinct phases of alpine overthrusting and subsequent thrusting in the Eastern part of the Betic zone of Spain, Geol. in Mij., jaar. 43 , 7, p. 316-320.

EGELER C.G. et de BOOY T. (1960-1962).- Signification tectonique de la présence d'éléments du Bétique de Malaga dans le Sud Est des Cordillères bétiques, Livre à la Mém. Prof. P. Fallot, Mém. h. sér. S.G.F., I, p. 157-162.

FALLOT P. (1929) .- Rapports du Subbétique avec le Bétique dans les Sierras Tercia et Espuña, C.R.Ac.Sc., t. 188,p. 404.

FALLOT P. (1929 b). \_ Note préliminaire sur les formations néogènes des zones subbétique et bétique selon la transversale de Caravaca (province de Murcie), Mém. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XV, p. 247-256.

" " (1929 c). \_ Esquisse géologique du massif de la Sierra Espuña (prov. de Murcie), Bol. Real. Soc. esp. Hist. Nat., t. XXIX, p. 199-215.

" " (1930). \_ Sur le faciès du Dogger dans la province de Murcie, Bol. Soc. esp. Hist. Nat., t. XXX, p. 302.

" " (1931 a). \_ Contribution à l'étude du Jurassique supérieur du Subbétique, Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXXI, p. 113-132.

" " (1931 b). \_ Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale, B.S.G.F., (5), II, p. 533-552.

" " (1931-1934). \_ Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles, Geol. des Ch. bétiques et subbétiques, vol. IV, Part. II.

" " (1943). \_ El sistema cretácico en las Cordilleras béticas, Publ. Inst. "Lucas Mallada" C.S.I.C., 11Op.

" " (1944 a). \_ Les phases orogéniques dans le tronçon murcien des Cordillères bétiques, C.R.Ac.Sc., t. 219, p. 315-316.

" " (1944 b). \_ Les phases orogéniques dans l'ensemble des Cordillères bétiques, C.R.Ac.Sc., t. 219, p. 337-338.

" " (1945). \_ Estudios geológicos en la zona subbetica entre Alicante y el Rio Guadiana Menor, Publ. Inst. "Lucas Mallada" C.S.I.C., 719 p.

" " (1948). \_ Les Cordillères bétiques, Est. geol., n°8, p. 83-172.

" " (1954). \_ Comparaison entre Cordillères bétiques et Alpes orientales, Bol. real. Soc. Esp. Hist. Nat., t. hom. E. Hernandez-Pacheco, p. 259-279.

" " et BATALLER J.R. (1933). \_ Observations géologiques entre Calasparra et Cieza, Ass. Et. Med. Occid., vol. IV, Part. I.

FALLOT P., DURAND DELGA M., BUSNARDO R. et SIGALJ. (1958). \_ El Cretaceo superior del Sur de Caravaca (provincia de Murcia), Notas y Com. Inst. geol. y Min. Esp., n° 50, p. 283-298.

FALLOT P. et GIGNOUX M. (1926). \_ Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne, C.R. XIV Cong. Géol. Int. 1926, p. 3-11.

FALLOT P. et JEREMINE E. (1929). \_ Sur la présence d'une variété de jumillite aux environs de Calasparra (Murcie), C.R.Ac.Sc., t.198, p. 800.

FALLOT P., MAGNE J. et SIGAL J. (1959). \_ Remarques sur la signification de la série du rio Fardes, C.R.Ac.Sc., t. 248, p. 2 833-2 836.

FALLOT P., SOLE SABARIS L. et LEMOINE M. (1954). \_ Observations sur le Trias bétique et ses Algues calcaires, Mem. y Com. Inst. geol. prov. Barcelone, t. XI, p. 23-60.

FERNEX F. (1962). \_ Remarques sur la tectonique du Bétique de Malaga oriental de Lorca-Velez-Rubio (Espagne méridionale), Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol. 15, fasc. 2, p. 333-361.

" " (1964 a). \_ Essai de corrélation des unités bétiques sur la transversale de Lorca-Aguilas, Geol. in Mij., jaar. 43, p. 326-330.

" " (1964 b). \_ Sur le jeu de la tectonique postérieure aux nappes dans l'Est des zones bétiques (Espagne méridionale), Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol. 17, p. 39-46.

" " (1964 c). \_ Sur les styles tectoniques des nappes bétiques orientales (Espagne méridionale), C.R.Ac.Sc., t. 258, p. 5 918-5 921.

" " (1965 a). \_ L'origine probable de certains éléments structuraux des zones internes des Cordillères bétiques orientales (Espagne méridionale), B.S.G.F., (7), VII, p. 511-520.

FERNEX F., LORENZ J. et MAGNE J. (1965). \_Apropos de l'âge de la mise en place des nappes bétiques, C.R.Ac.Sc., t. 260, p. 933-936.

" " LUCAS J. et SEZE R. DE (1963). \_Sur les minéraux argileux de quelques échantillons du Trias de l'Est des Cordillères bétiques (Espagne méridionale), Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., t. 16, fasc. 4, p. 204-211.

FONTBOTE J.M. (1957). \_Tectoniques superposées dans la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Espagne), C.R.Ac.Sc., t. 245, p. 1 324-1 326.

" " " (1961). \_Paul Fallot (1889-1960), Bol. Inst. geol. y Min.Esp. t. LXXI, p. 13-34.

FONTBOTE J.M. et QUINTERO I. (1960). \_Lavas almohadillas (pillow-lavas en los afloramientos volcanicos de la transversal Iznallos - Jaen (Cordillera betica), Notas y Com. Inst. geol. y Min. Esp., n° 60, p. 85 - 90.

FOUCAULT A. (1960 a). \_Sur la tectonique de la zone subbétique de la région de Huescar (prov. de Grenade, Espagne) et sur son Nummulitique, B.S.G.F., (7), II, p. 318-321.

" " " (1960 b). \_Découverte d'une nouvelle unité tectonique sous le massif subbétique de la Sierra Sagra (Andalousie), C.R.Ac.Sc., t. 250, p. 2 038.

" " " (1960 - 1962). \_Problèmes paléogéographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (Province de Grenade, Espagne), Livre P. FALLLOT, Mem. h. sér. S.G.F., p. 175-182.

" " " (1964 a). \_Sur les rapports entre les zones prébétiques et subbétiques entre Cazorla (Prov. de Jaen) et Huescar (Prov. de Grenade) Espagne, Geol. in Mijn., jaar 4, p. 268-272.

" " " (1964 b). \_Sur le phénomène dit d'ablation basale dans la zone subbétique (Espagne méridionale), C.R.Ac.Sc., t. 258, p. 2 621-2 624.

" " " (1965). \_Mouvements tectoniques d'âge paléocrétacé dans la région du Haut-Guadalquivir (prov. de Jaen, Espagne), B.S.G.F., (7), VII, p. 567-570.

" " " (1966). \_Le diapirisme des terrains triasiques au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique du NE de la province de Grenade (Espagne méridionale), B.S.G.F., (7), VIII, p. 527-536.

GEEL T. (1966). \_Biostratigraphy of Upper Jurassic and cretaceous sediments near Caravaca (SE Spain) with special emphasis on Tintinnina and Nannoconus, Geol. in Mijn., jaar. 45, p. 375-385.

GOGUEL J. (1952). \_Traité de tectonique, Masson éd. Paris.

HOEPPENER R., HOPPE P., MOLLAT H., MUCHOW S., DURR ST. et KOCKEL F. (1963). \_Über den Westlichen Abschnitt der betischen Kordillere und sein Beziehungen zum Gesamtrogen, Geol. Runds., Bd. 53, p. 269-296.

HOEPPENER R., HOPPE P., DÜRR ST. et MOLLAT H. (1964).\_\_ Ein Querschnitt durch die betischen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien), Geol. in Mijn., jaar. 43 p. 282-298.

JIMENEZ DE CISNEROS D. (1903-1935).\_\_ voir bibliographie in P. Fallot (1945), n° 99 à 164.

KRAUS E. (1958).\_\_ Fünfzig Jahre UnterströmungsTheorie, Geologie (Berlin), 7, p. 237-283.

LINARES A. et MOUTERDE R. (1960-1962).\_\_ Observations sur le Lias de la Sierra Elvira (Province de Grenade, Espagne), Livre P. Fallot, Mem. h. sér. S.G.F., t., p. 185-188.

Llopis Llado N. (1955).\_\_ Observaciones geológicas y morfológicas en el N de Almería, Arch. Inst. Acclim., 4, p. 7-55.

LUCAS G. (1955 a).\_\_ Caractères pétrographiques de calcaires noduleux, à faciès ammonitico rosso, de la région méditerranéenne, C.R.Ac.Sc., t. 240, p. 1 909.

" " (1955 b).\_\_ Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès ammonitico-rosso, C.R.Ac.Sc., t. 240, p. 2 000.

" " (1955 c).\_\_ Signification paléocéanographique des calcaires noduleux à faciès ammonitico-rosso, C.R.Ac.Sc., t. 240, p. 2 342.

MAC GILLAVRY H.J. (1964).\_\_ Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different tectonic units between Vélez Rubio and Moratalla, Geol. in Mijn., jaar 43 , p. 299-309.

" " " GEEL T., ROEP TH.B. et SOEDIONO H. (1964).\_\_ Further notes on the geology of the Betic of Malaga, the Subbetic and the zone between these two units, in the region of Vélez Rubio (southern Spain), Geol. Rund. Bd 53.

" " " et GEEL T. (1960-1962).\_\_ Note préliminaire sur la série géologique des environs de Vélez Rubio (Sud de l'Espagne), Livre P. Fallot Mém. h. sér. S.G.F., t. I, p. 169-174.

PAQUET J. (1961).\_\_ Données nouvelles sur le Crétacé subbétique au Sud-Est de Caravaca (Prov. de Murcie, Espagne), B.S.G.F., (7), III, p. 74-76.

" " (1962 a).\_\_ Observaciones geológicas en la Loma de Solana (Sur de Cehegin, Murcia,) Notas y Com. Inst. geol. y Min. Esp., n° 67, p. 147-158.

" " (1962 b).\_\_ Note préliminaire sur le Prébétique et le Subbétique au N de la Sierra de Espuña (prov de Murcie, Espagne), Ann. Soc. géol. Nord t. LXXXII, p. 235-240.

" " (1962 c).\_\_ Les différentes unités de la Sierra de Espuña (province de Murcie, Espagne), C.R.Ac.Sc., t. 255, p. 2 995-2 997.

- PAQUET J. (1962 d). Contribution à l'étude géologique de la Sierra de Espuña (Prov. de Murcie, Espagne), Ann. Soc. géol. Nord, t. LXXXII, p. 9-17.
- " " (1962 e). Les unités supérieures de la Sierra de Espuña (Espagne), B.S.G.F., (7), IV, p. 857-866.
- " " (1963 a). Observations sur le Subbétique au S de Calasparra, Province de Murcie, Espagne, B.S.G.F., (7), V, p. 1 035-1 040.
- " " (1963 b). Subdivisions principales du Prébétique et du Subbétique au Sud-Est de Caravaca (province de Murcie, Espagne), C.R.Ac. Sc., t. 256., p. 458-460.
- " " (1963 c). Le contact frontal du Subbétique au Sud du Rio Segura (Est de Calasparra, province de Murcie, Espagne), C.R.Ac.Sc., t. 256, p. 5 599-5 602.
- " " (1965). Présence de Lépidocyclines à un niveau stratigraphiquement supérieur à celui des Miogypsines en Espagne du Sud, C.R.Somm. S.G.F. fasc. 3, p. 76-77 (en collaboration avec C. Drooger et R.J. Tjalsma).
- " " (1966 a). Age auversien de la phase tectonique majeure dans le Bétique de Malaga et le Subbétique de la province de Murcie (Sierras de Espuña et de Ponce) Espagne, C.R.Ac.Sc., t. 263, p. 1 681-1684.
- " " (1966 b). Age de mise en place des unités supérieures de la Sierra de Espuña et de la partie méridionale du Subbétique, B.S.G.F., en cours d'impression.
- " " (1966 c). Observaciones sobre la Subbetica al Sur de Calasparra (Provincia de Murcia, Notas y Com. Inst. y geol. y Min. Esp., n° 84, p. 93-102 (traduction de 1963 a).

J.MAGNE et J.PAQUET (1967 a). Données nouvelles sur l'Eocène supérieur, l'Oligocène et le Miocène inférieur de la zone séparant le Subbétique du Bétique de Malaga au N de la Sierra de Espuña (Cordillères bétiques, Espagne), B.S.G.F. en cours d'impression.

" " (196 b). Données stratigraphiques et micropaléontologiques nouvelles sur le Jurassique du Subbétique interne, au N de la Sierra de Espuña (province de Murcie, Espagne), Ann.Soc.Géol.Nord, en cours d'impression.

PEYRE N. et Y. (1960). Observaciones geologicas sobre sierra Espuña, Notas y Com. Inst. geol. y Min. Esp., t. 59, p. 3-22.

PEYRE Y. (1959). Etude sur les organismes du Jurassique présentant en sections taillées l'aspect de filaments, Rev. Micropal., n° 2, p. 80-87.

" " (1960). La série du Pedroso, série type d'une zone paléogéographique nouvelle dans le Jurassique des Cordillères bétiques, C.R.Ac.Sc., t. 251, p. 1 883- 1885.

PEYRE Y. (1962). El "Subbetico con Jurassico margoso" o "Subbetico meridional" como unidad paleogeografica y tectonica de las Cordilleras béticas, Notas y Com. Inst. geol. y Min. Esp., nº 67, p. 133-144.

" " (1960-1962). Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères bétiques sur la transversale de Malaga (faits nouveaux et hypothèses), Livre Mém. P. Fallot, Mém. h. sér. S.G.F., I, p. 199-208.

POLVECHE J. (1962). Tectonique et Trias dans la région d'Alicante, Ann. Soc. géol. Nord, t. 82, p. 155-160.

ROEP TH.B. et MAC GILLAVRY H.J. (1962). Preliminary note on the presence of distinct tectonic units in the Betic of Malaga of the Vélez Rubio Region (SE Spain), Geol. in Mijn., jaar, 41, p. 423-429.

RUBIO C. (1913). Hierros de España, districto de Cehegin, Mem. I.G.E., p. 481-524.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA M. et DE PEDRO HERRERA F. (1944). Afloramiento de Fortunita en Puebla de Mula (Murcia), Notas y Com. Inst. geol. Y Min. Esp., nº 33,

SCHMIDT M. (1929). Neue Funde in der iberisch-balearenischen Trias, Sitzb. Preuss. Ak. Wiss. Phy. Math. Klas., XXV.

" " (1930-1931). Weitere Studien in der iberisch-balearenischen Trias Sitzb. Preusse Ak. Wiss. Phy. Math. Klas., XXVI.

SIMON O.J. (1963). Geological investigations in the Sierra de Almagro (SE Spain), Thèse Amsterdam.

STAUB R. (1934). Der Deckenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren, Viert. Natur. Gesell. Zürich, LXXIX, p. 271-332.

SZÖTS E., MALMOUSTIER G. et MAGNE J. (1962). Observations sur le passage Oligocène-Miocène en Aquitaine et sur les zones planctoniques de l'Oligocène Colloque Paléogène Bordeaux,

TRIGUEROS E. et MARTIN A. (1955). Estudio geologico de la Sierra de Ricote, Notas y Com. Inst. geol. y Min. Esp., nº 37,

TRIGUEROS E. et NAVARRO A. (1963). Problemas de las Béticas Espanoles, Bol. Inst. geol. y Min. Esp., t. LXXIV, p. 415-469.

" " " " (1963). Estudio geologico del Borde oriental de la Sierra España (Murcia), Notas y Com. Inst. geol. y Min. Esp., nº 70, p. 205-210.

" " " " (1960-1962). Le Trias des Sierras de España et de Chichar (oude Tercia (province de Murcia, Espagne), Livre P. Fallot, Mém. h. sér. S.G.F., t. I, p. 163-168.

" " " " (1961). Estudio geologico de los terminos de Aledo y Totana (prov. Murcia), Notas y com. Inst. geol. y Min. Esp., nº 61, p. 3-20.

VAN VEEN G.W. (1966). \_ Note on a jurassic-cretaceous section in the Subbetic of Caravaca (Prov. Murcia, Spain), Geol. in Mijn., jaar 45, p. 391-397.

VAN ROOIJEN P. (1966). \_ Further data on oolitic limestones, intercalated in the pelagic sequence of the Subbetic, W NW of Lorca (prov. Murcia, Spain), Geol. in Mijn., jaar 45, p. 398-400.

VIDAL L.M. (1917). \_ Edad geologica de los lignitos de Selva y Binisalem (Murcia), Mém. real. Soc. esp. Hist. Nat., t. X, Mém. 7a.

VILASANTE F. B. (1913). \_ Criaderos de Hierro de la Provincia de Murcia, Mém. Inst. géol. de Esp., t. 26, p. 193-295.

VIRGILI C. (1958). \_ El Triasico de los Catalanides, Bol. Inst. geol. y Min. Esp., T. LXIX, p. 3-856.

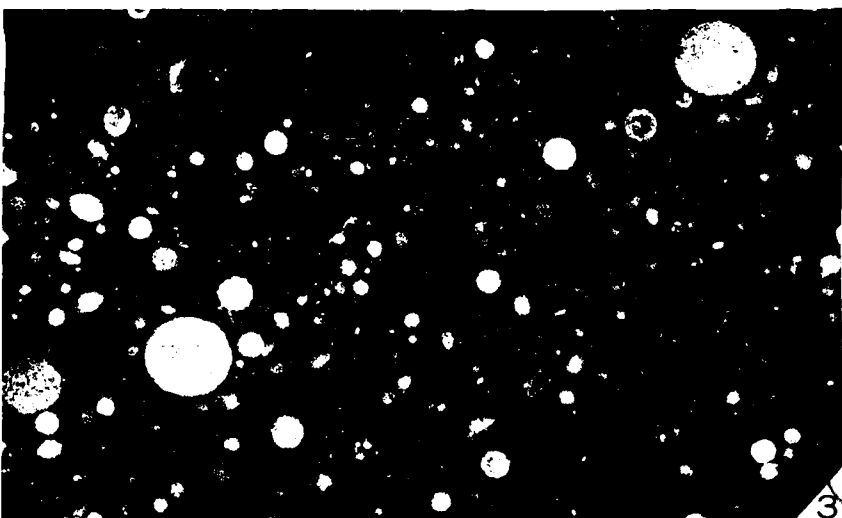
WUNDERLICH H.G. (1964). \_ Gebirgsbildung im Alpen - Nordapennin - Orogen, Tectonophys., Elsevier Amsterdam, vol. 1, n° 1, p. 73-84.



PLANCHE 1

1. Calcaire à débris (Algues et Gastéropodes)  
Muschelkalk du Trias subbétique  
Zone de las Herrerias (E de Cehegin)  
p. 40 ligne 16  
G = 10
  
2. Calcaires à Miliolites du Portlandien (?)  
(sous les faciès continentaux de type "Utrillas"  
de l'Albien) du Prébétique s.s.  
Massif de las Rotas, N de Calasparra  
x=1°59'20 et y=38°16'20  
p.172-173 niveau 1 et 2  
G = 20
  
3. Marno-calcaire à gros Radiolaires  
Néocomien de l'unité de la Sierra de Ponce  
x=2°00'15 et y=37°54'30  
p.217 ligne 8  
G = 30





BUS  
LILLE

PLANCHE 2

1. Calcaire montrant la sédimentation rythmique de microlits de gravelles et d'oolites et de microlits de tests de Lamellibranches pélagiques.

Dogger de l'unité de la Garita

Route forestière de la Sierra de Ricote

x=2°15'35 et y=38°08'25

p.116 : j<sub>2.1</sub>

G = 8

2. Calcaire micrograveleux granoclassé à débris filamenteux

Aalénien de l'unité de la Garita

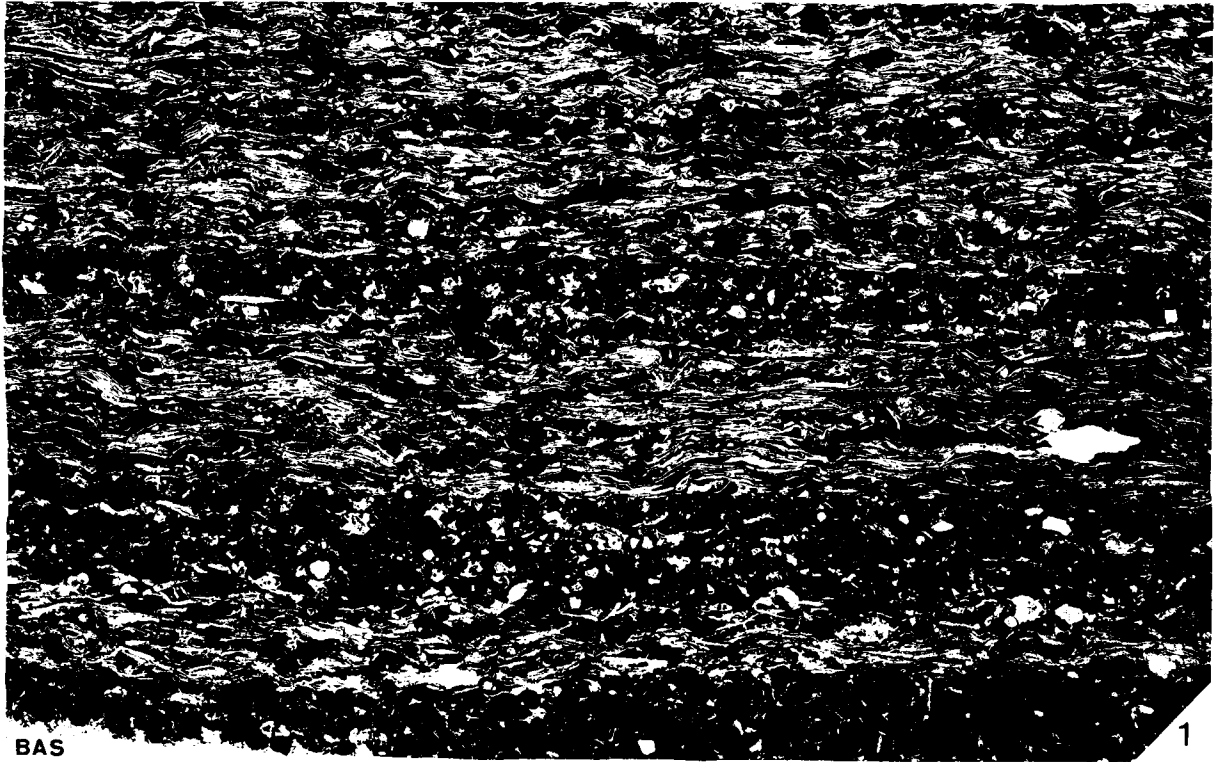
Route forestière de la Sierra de Ricote

x= 2°15'35 et y= 38°08'25

p.116 : l<sub>6</sub>

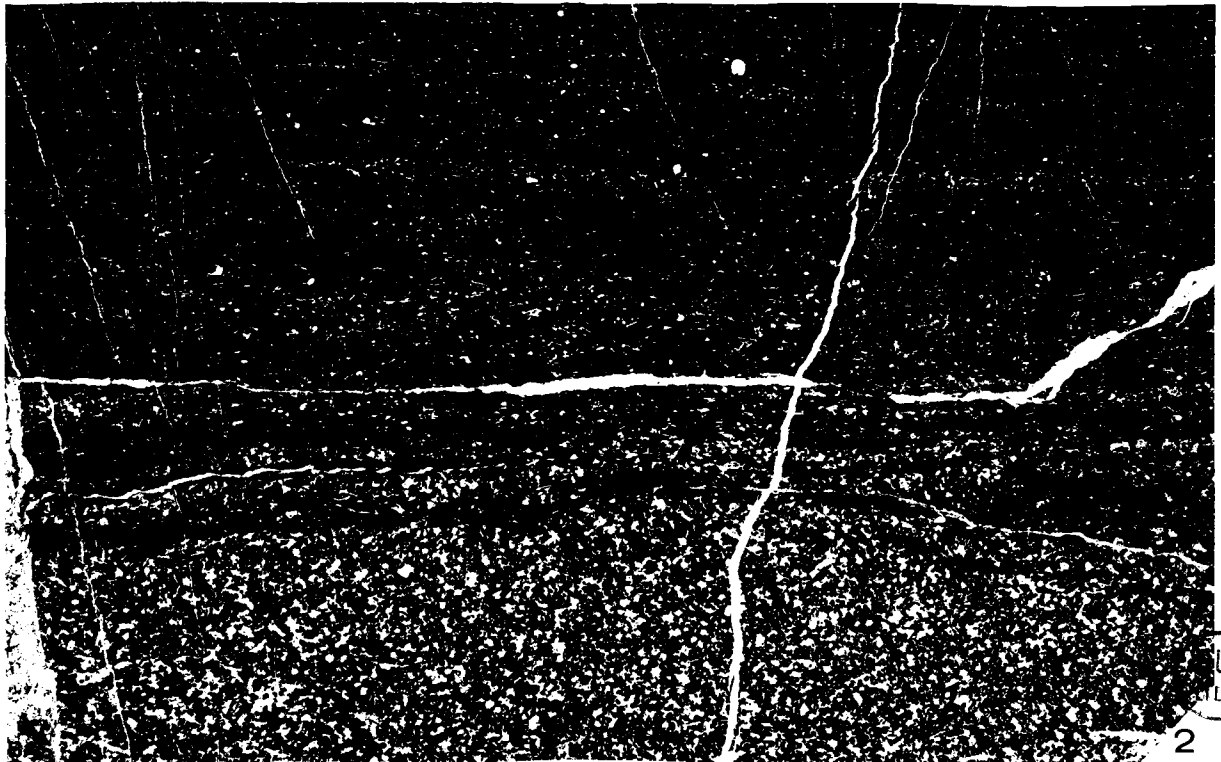
G = 8





BAS

1



U.S.  
GEOLOGICAL SURVEY

2

PLANCHE 3

1. Brèche calcaire à galets de calcaires à gros Radiolaires, de calcaires à "filaments", de calcaires fins à Saccocomidae, à débris de Bélemnites, de Gastéropodes, de Lamellibranches et d'Echinodermes et à fragments de Clypeina jurassica Kiméridgien-Tithonique inférieur de l'unité de la Garita

Route forestière de la Sierra de Ricote

x = 2°15'35 et y = 38°08'25

p.116 : j<sub>8</sub>

G = 8

2. Calcaire très siliceux à Radiolaires du Tithonique supérieur de l'unité de la Garita

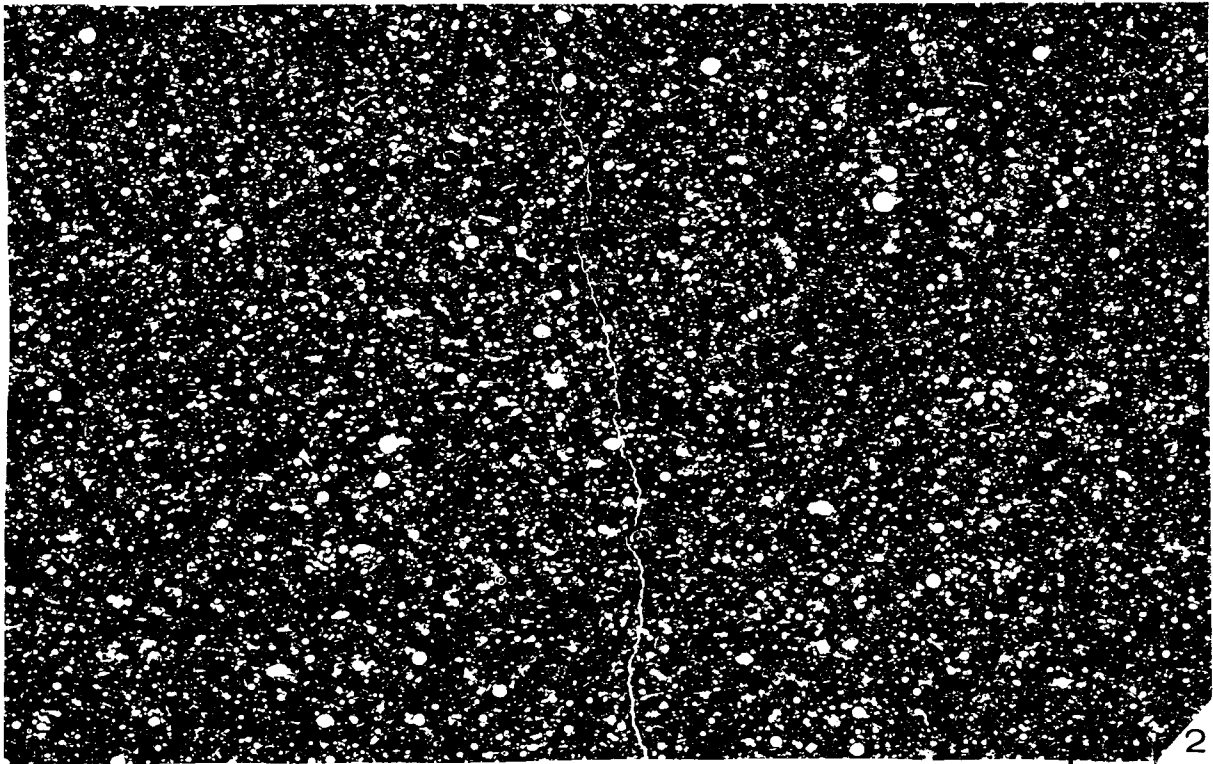
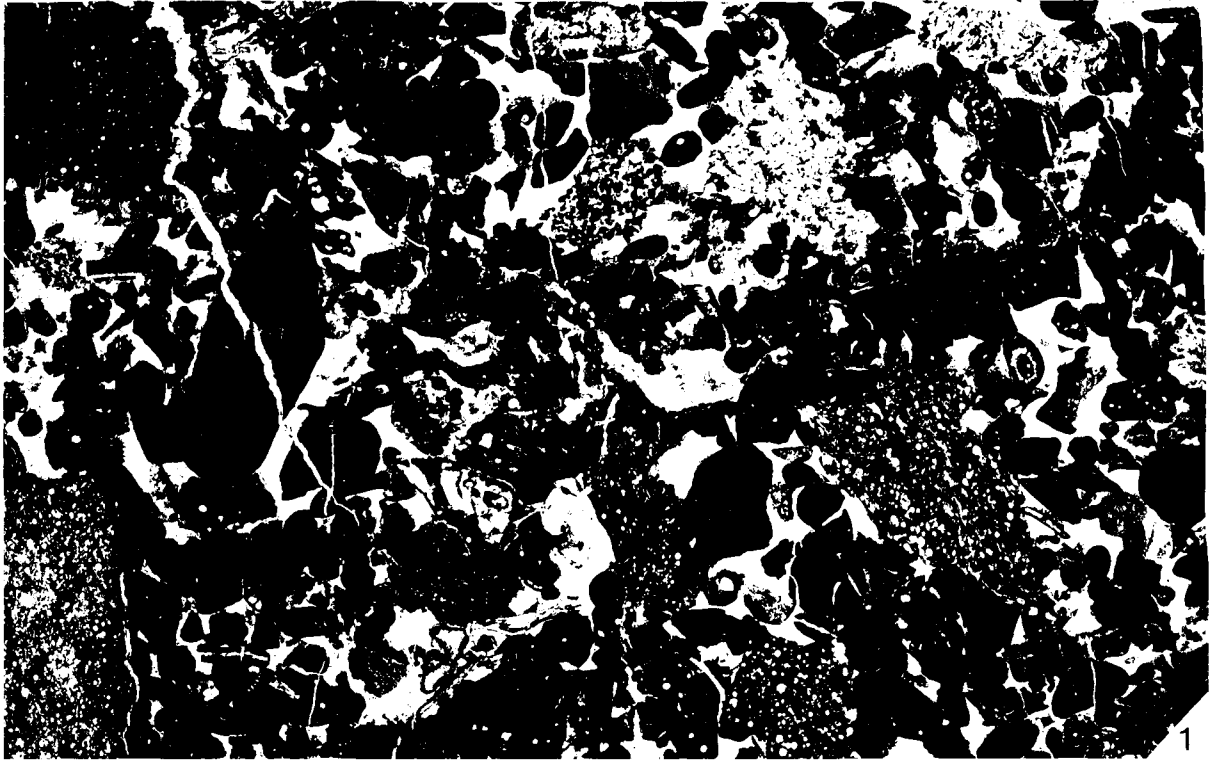
Route forestière de la Sierra de Ricote

x=2°15'35 et y=38°08'25

p.116 : j<sub>9</sub>

G = 8





LILLE

PLANCHE 4

1. Calcaire gréseux glauconieux à Hedbergella washitensis de l'Albien supérieur  
Unité du Morron de Totana (Bétique de Malaga)  
Zone de la Fuente Blanca  
x=2°07'10 et y=37°53'  
p.222

G = 30

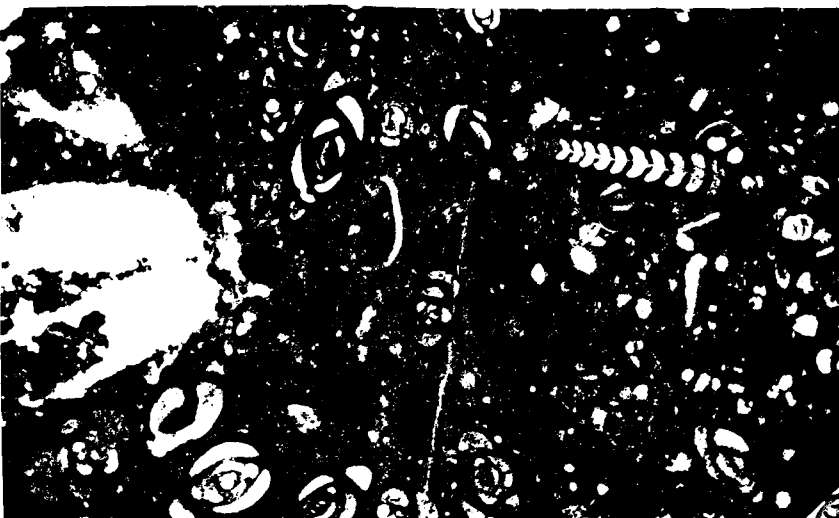
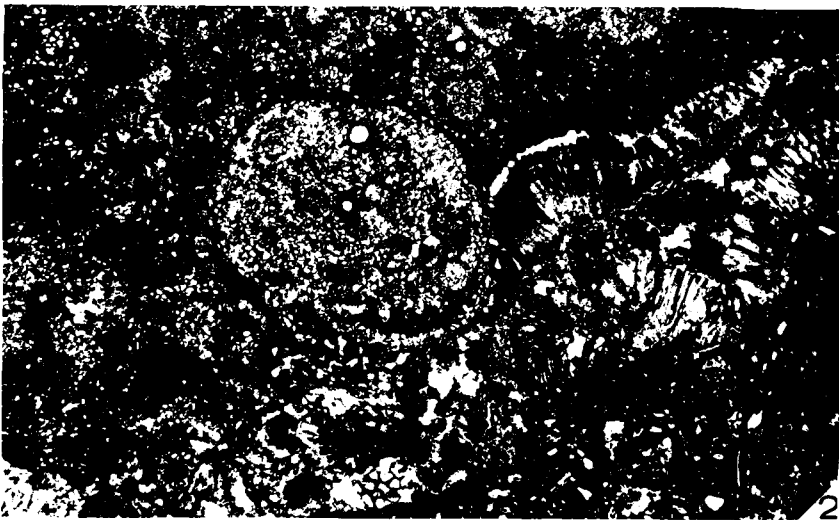
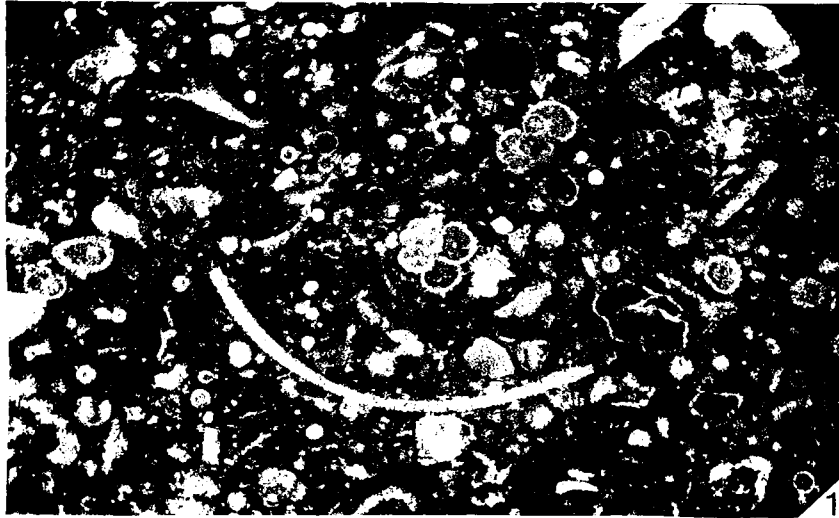
2. Brèche calcaire à Microcodium et Arénacés (Navarella ?)  
Crétacé très supérieur de l'unité de Prat Mayor  
(Bétique de Malaga)  
x=2°08'30 et y=37°54'40  
p.228

G = 30

3. Calcaires à Miliolites  
Sommet du Crétacé supérieur ou base de l'Eocène  
de l'unité de Prat Mayor (Bétique de Malaga)  
vallée de Prat Mayor en x=2°08'30 et y=37°54'40  
p.228

G = 30





RUS  
LILLE



PLANCHE 5

1. Calcaire gréseux à Alveolina cf. oblonga,  
Orbitolites cf. complanatus, Fabiania sp.,  
Gypsinidés et Miliolés  
Lutétien supérieur du Prébétique s.s.  
ravin du Garganton  
x=2°09'45 et y=38°13'10  
p. 242

G= 15

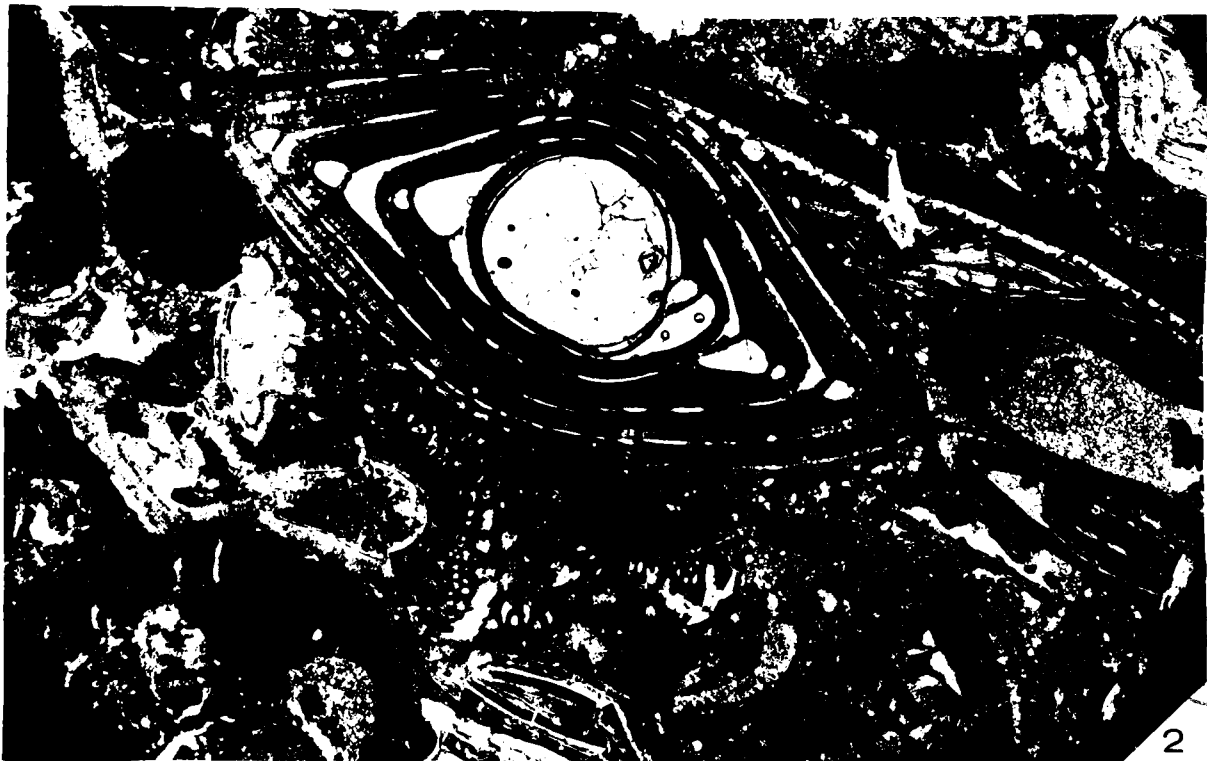
2. Calcaire à grands Foraminifères

voir p. 272

Série éocène de Coy  
K 17,8 Route de Cehegin à La Paca  
p.271-272

G = 20



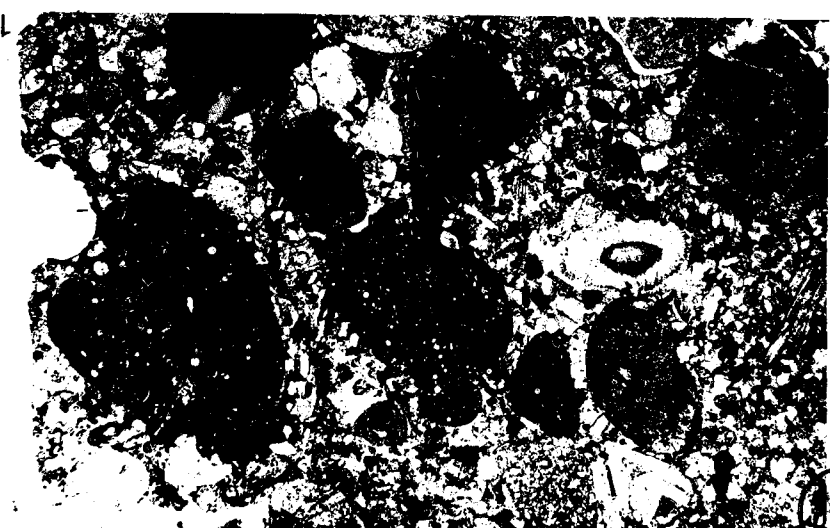
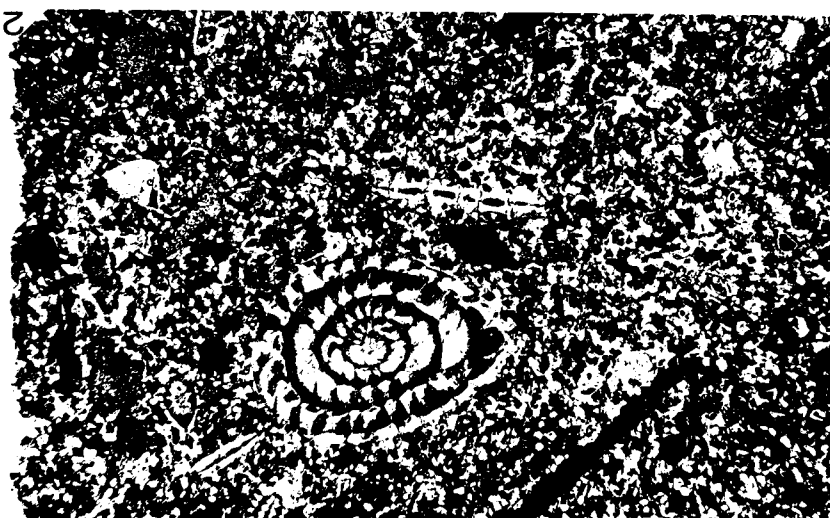
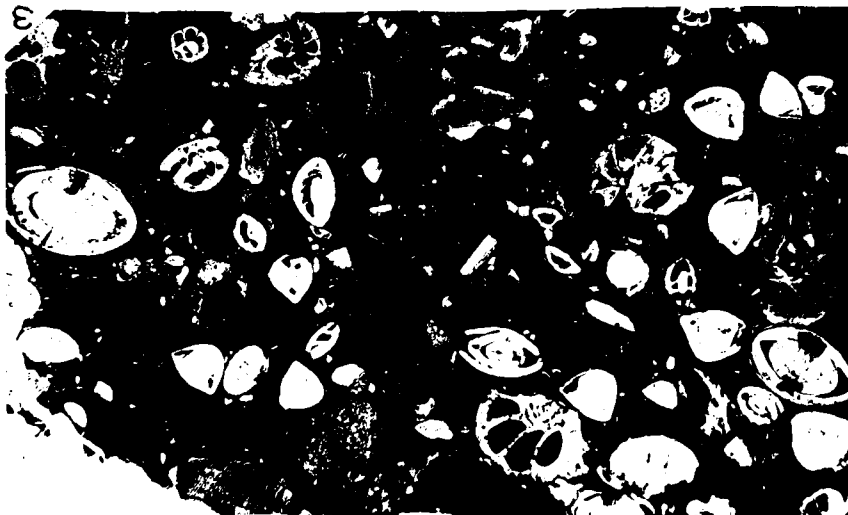


U.S. FILE  
2

PLANCHE 6

1. Calcaire à Discocyclusella sella, Assilina exponens  
Nurmulites et Gypsinidés  
Galets de dolomies liasiques, de calcaires à Sacco-  
ccoma du Malm, de calcaire à Calionelles du Tithonique,  
de calcaire à Pithonelles du Crétacé supérieur.  
Los Rameles  
Lutétien supérieur de l'unité de los Rameles  
x= 2°03'30 et y= 38°10'30  
p.256                      G = 10
  
2. calcaire gréseux à Gypsinidés et Orbitolites  
Base de l'Eocène supérieur post-nappe  
Flanc sud del Bosque  
x=2°05'20 et y=38°53'20  
p.296                      G= 15
  
3. Calcaires à Algues, Fabiania et Chapmanina  
Base de l'Eocène supérieur  
Flanc sud del Bosque  
x= 2°0('20 et y= 38°53'24  
p.296-297  
                                 G = 10





US  
LIFE

PLANCHE 7

1. Calcaire marno-gréseux à Discocyclines  
(Discocyclina cf. sella ) Operculines et  
Amphistégines  
Lutétien très supérieur  
Malvariche en  $x=2^{\circ}02'30$  et  $y=37^{\circ}52'10$

G = 20

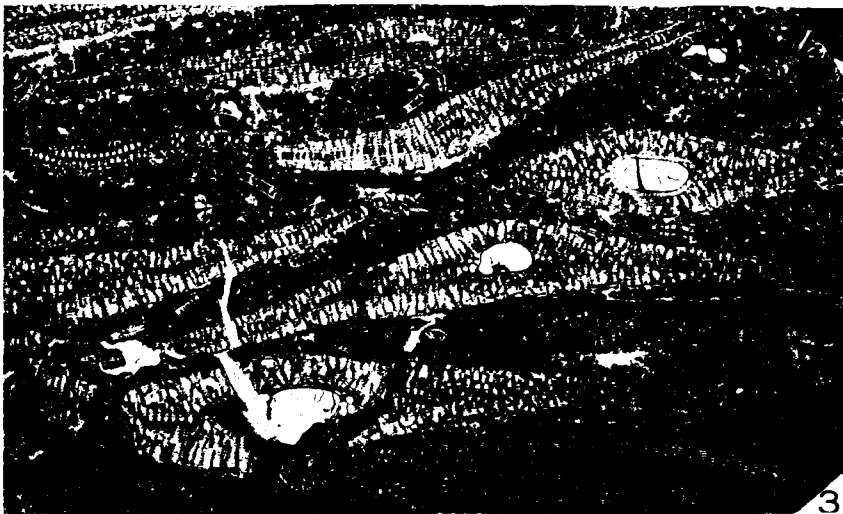
2. Calcaire à Nephrolepidina sp., Eulepidina  
dilatata, Miogypsinoides complanata  
Oligocène supérieur de l'unité de la Loma  
de Solana  
Partie haute du Rincon de Egea (S de Caravaca)

G = 10

3. Calcaire à Eulepidina dilatata et Nephrolepidina sp.  
Oligocène supérieur de la partie nord-occidentale  
de la "zone-limite" du Rio de Pliego  
 $x= 2^{\circ}01'40$  et  $y= 37^{\circ}56'20$   
p.315

G = 6





MS  
J.M.C.

PLANCHE 8

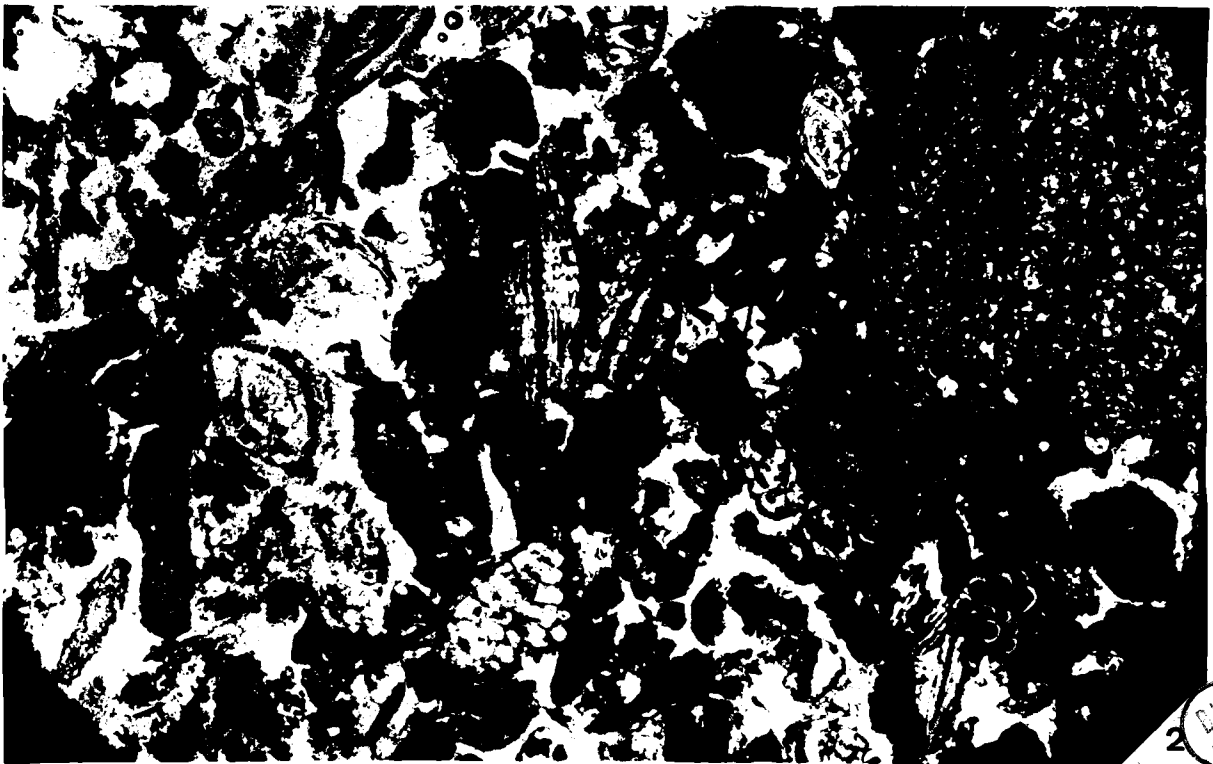
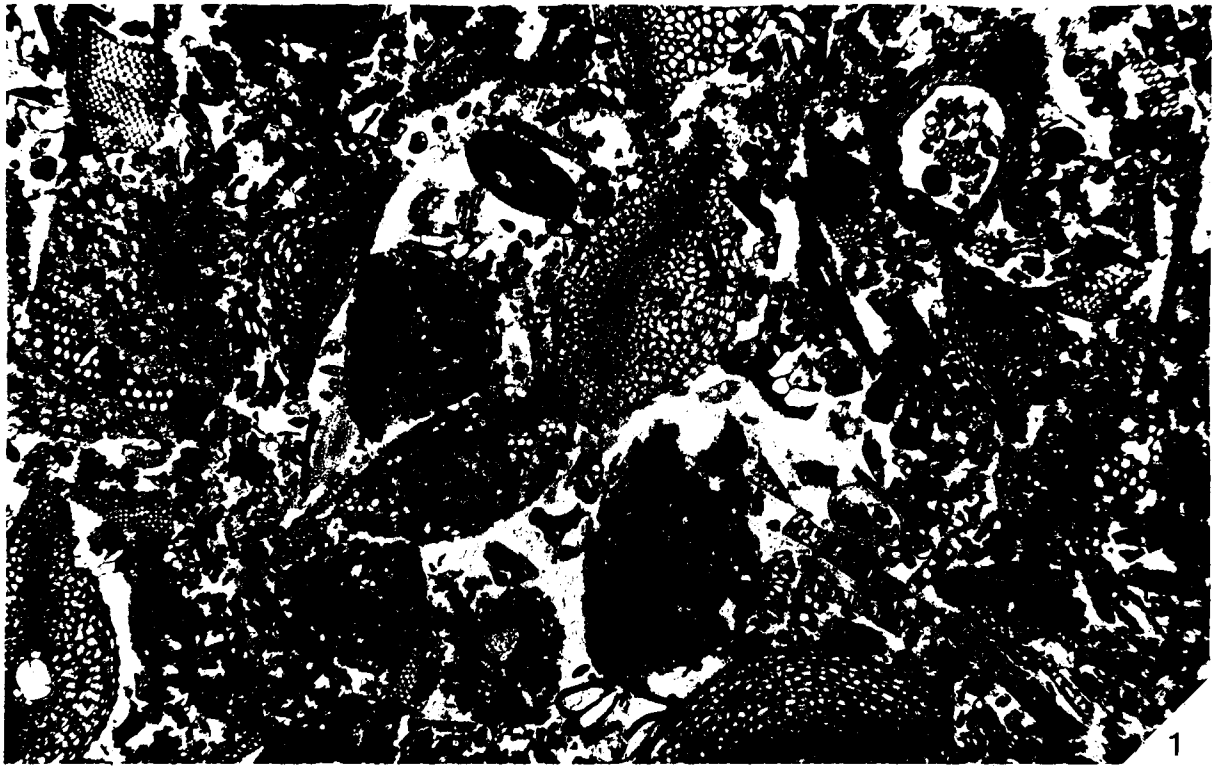
1. Calcaire à Nephrolepidina sp., Eulepidina dilatata, Miogypsinoides complanata  
Oligocène supérieur de l'unité de la Loma de Solana  
partie haute du Rinco de Egea (S de Caravaca)  
p. 311

G = 10

2. Calcaire molassique à Lépidocyclines, Miogypsinoides et Miogypsines de l'"Aquitanién" post-nappe  
Barranco del Manzano  
x=2°01'40 et y= 37°58'20  
p.313

G = 20





2  
DUS  
LLE



PLANCHE 9

1. Microchevauchement du NW vers le SE ( le niveau lenticulaire de teinte claire pris comme référence)  
série du Trias supérieur  
Route de la Centrale électrique d'Alhama de Murcia  
p.29 fig.7
  
2. Microfaille d'effondrement, compartiment nord effondré  
même série et même coupe que 1.
  
3. Calcaires à grands Mytilides indégageables : niveau repère du Lias inférieur des Subbétique médian et interne  
Unité de la Garita, Route forestière de la Sierra de Ricote partie occidentale.



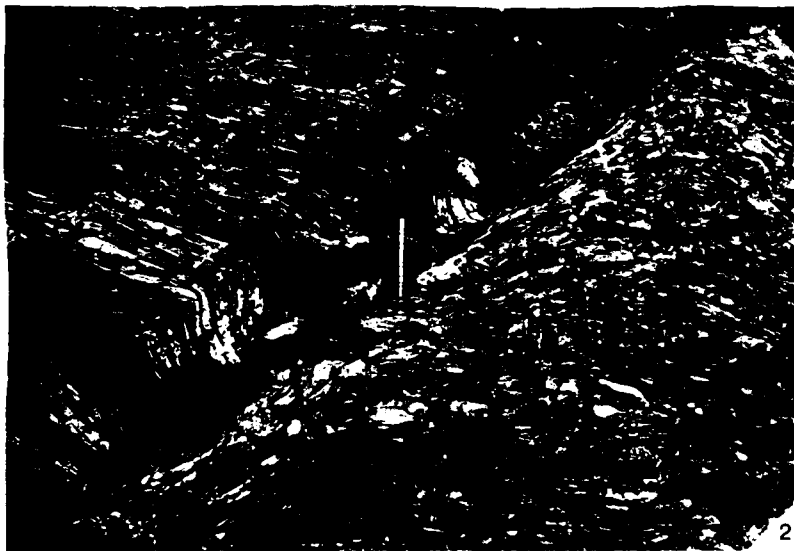
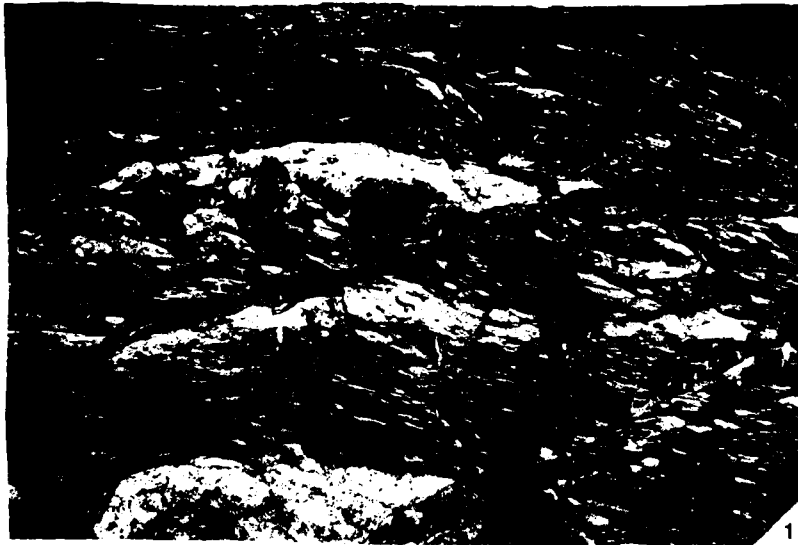


PLANCHE 10

haut: Panorama, pris du SW, de la "zone-limite" du Rio de Pliego, séparant les Internides des Externides

bas : Panorama de la Sierra de España , vue du flanc nord. A son pied s'étend la zone déprimée, comblée de sédiments oligocènes et miocènes post-nappe de la "zone-limite " du Rio de Pliego.



PLANCHE      11

Les trois unités supérieures de la Sierra de Espuña

Panorama de la dépression du hameau de la Fuente blanca (les deux vues se complètent l'une l'autre)

E : Eocène; L : Lias dolomitique; J : Jurassique calcaire  
 $\varphi_1$  et  $\varphi_2$  : contacts anormaux

(au niveau de Prat Mayor, on note, vers le NW, des falaises constituées des séries éocènes et oligocènes conglomératiques post-nappe).



BE  
LILL

# **TABLES ET INDEX**

I N D E X                    M I C R O P A L E O N T O L O G I Q U E

---

- A -

- abrardi Almaena (POIGNANT) : 317,318,322,324,325,327,328,329,332,335,  
339
- acervulinoides Planoglobulina (EGGER) : 194
- Actinocyclus sp. : 258,297
- acuta Globorotalia(TOULMIN) : 244
- aequa Globorotalia CUSH. et RENZ : 244,310
- affinis Bulimina D'ORB. : 245
- alabamensis Hantkenina CUSH. : 298
- alazanensis Anomalinoides                    339
- algerianus Globigerinelloides CUSH. et TEN DAM : 218
- Allomorphina sp. : 245
- alpina Operculina H.DOUV. : 295,297
- altispira Globoquadrina                    : 354
- Ammobaculites sp. : 180,181,182
- ampliapertura Globigerina BOLLI : 324,341,348
- ammonea "Operculina" LEYM. : 272
- ammonoidea "Operculina" GIEN : 334
- angustata Eoguttulina (TERQUEM) : 126
- angusticarinata Globotruncana GAND. : 186,198,211,212,216,219
- Anomalina sp. : 124
- apertura Globigerina CUSH. : 350,351
- appenninica Rotalipora (RENZ) : 184,185,195,209,210
- appenninica var. evoluta Rotalipora SIGAL : 210,218,227
- aquitanicus Nannulites BENOIST : 245
- arca Globotruncana (CUSH.) : 186,194,195,196,213,214,221
- archeomenardii Globorotalia BOLLI : 349
- Arenobulimina sp. : 181,183
- aspensis Globorotalia (COLOM) : 245
- Asterigerina sp. : 258



Asterocyclina sp. : 266,297  
Asterodiscus sp. : 266,270  
aturicus Nummulites JOLY et LEYM. : 239,240,241,248,257,270,271,274,275  
audouini Pararotalia (D'ORB.) : 316  
aunalensis Gavelinella SIGAL : 210

- B -

barnetti Cibicides BERM. : 329,339  
basraensis Miogypsina BRONN. : 353  
bedcarii Ammonia LESS. : 351  
benthelini Gavelinella : 180,182  
bentonensis Biticinella : 180,183,184  
bilobata Orbulina D'ORB. : 356  
biplanus Orbitolites LEHMAN : 279,280,282  
biserialis Distichoplax DIETRICH : 247,291,292,301  
bisphaericus Globigerinoides TODD : 356  
boehardi Lenticulina (TERQUEM) : 126  
bollii Globigerina CITA et SILVA : 353  
boscii Alveolina ( DE FRANCE ) : 246  
boueanum Nonion (D'ORB.) : 350,351  
bradyana burdigalensis Siphonina COLOM : 354  
bradyi Conorboides CUSH. : 316  
bradyi Egerella (CUSH.) : 350  
brödermanni Globorotalia CUSH. et BERM. : 245  
brotzeni Ticinella SIGAL : 185,209,210,218  
bullbrookii Globorotalia BOLLI : 265  
bulloides Globigerina D'ORB. : 351,353  
bulloides Pullenia (D'ORB.) : 331,341,354  
bulloides Sphaeroidina D'ORB. : 350  
burdigalensis Nummulites ( DE LA HARPE ) : 272  
buxtorffi Planomalina (GAND.) : 184,195,209,218

- C -

- calcitrapoides Siderolites LMK : 170,174  
caliciformis Globotruncana (DE LAPP.) : 186,213,214  
canui Pararotalia (CUSH.) : 316  
carinata Bolivinopsis (D'ORB.) : 328,341  
carinata Spiroplectinata (D'ORB.) : 350  
carrascalensis Cibicides COLOM : 298,341  
cassis Fabiania (OPPEN.) : 272  
centralis Globorotalia Cush. et BERM. : 265,266,298  
Chapmanina sp. : 258,295,335  
chavannesi Nummulites DE LA HARPE : 265,295,297,298  
chilostoma Karreriella (REUSS) : 324  
ciperoensis Globigerina BOLLI : 341  
ciperoensis var. angustiumbilicata Globigerina BOLLI : 309,331  
cocoaensis Globorotalia CUSH. : 266,298  
colomi Epistomina SIGAL : 181  
complanatus Orbitolites LMK : 242,278,281,283  
complanata Miogypsinoïdes (SCHLUMB.) : 331,353  
compressa Globorotalia (PLUMMER) : 187,214  
concovata Globotruncana BROTZ. : 186,195,212,213,219  
Conicospirillina sp. : 126  
conoidea Orbitolina GRAS : 182,209,  
contusa Globotruncana (CUSH.) : 187,194,195,196,213,214  
Conorboides sp. : 182  
convexa Globotruncana SAND. : 194  
coronata Globotruncana BOLLI : 186,194,212,213,216  
Coskilonina sp. : 182  
crassus Nummulites BOUBEE : 246  
cretosa Textulariella CUSH. : 209  
curta Uvigerina CUSH. et JARV. : 295,341  
curvatura Siphonodosaria (CUSH.) : 324  
cushmani Cibicides NUTTAL : 329  
cushmani Rotalipora (MORROW) : 209,210,218  
cuvillieri Escornebovina (POIGNANT) : 329  
Cyclarmina sp. : 350

- D -

- daubjergensis Globigerina BRONN. : 187  
decorata Bolivinoïdes (JONES) : 186  
deflaensis Sigalia (SIGAL) : 186,212,213,219  
dehiscens Globoquadrina (CHAP, PARR et COLL.) : 348,349,354,356,357  
dilatata Eulepidina (MICH.) : 311  
discoïdea Orbitolina GRAS : 173  
discus - Discocyclina (KAUFM.) :  
dissimilis Globigerinita (CUSH. et BERM.) : 265,266,298,316,324,329,331,339  
340,341,348  
d'orbigny Lenticulina (ROEMER) : 126  
dorri Anomalina COLE : 339  
douvillei Discocyclina (SCHLUMB.) : 257,258  
draco Bolivinoïdes (MARSS.) : 186,187  
draco draco Bolivinoïdes MARSS. : 214  
draco miliaris Bolivinoïdes HILTERMANN : 214  
dumblei Hantkenina WIENZ. et APPL. : 265

- E -

- eggeri Ventilabrella CUSH. : 186,187  
elevata Globotruncana BROTZ. : 186,195,213,219  
elongata Alveolina D'ORB. : 242,248  
Eorupertia sp. : 246,247,297  
Epistomina sp. : 181  
epistominoïdes Almaena (MARIE) : 298,311,314,317,318,322,324,325,327,328,  
329,332,335,339,341,342  
Eponides sp. : 350  
escornebovensis Almaena (SIGAL) : 324,327,329,330,331,332,335,339,341  
Eulepidina sp. : 310,314,353  
evoluta Rotalipora SIGAL : 240  
excolata "Gumbelina" CUSH. : 186,187,214  
exponens Assilina (SOW.) : 240,257,275,278

- F -

Fabiania sp. : 242,248,258,265,274,295,297  
fabianii Nummulites PREVER : 297,298  
falsostuarti Globotruncana SIGAL : 194,214  
flandrini Gavelinella : 180,182,183  
flexuosa Globotruncana SLUIS : 195  
flintii Anomalina (CUSH.) : 329  
fontinensis Nodosaria TERQUEM : 126  
formosa Globorotalia : 244,245  
fornicata Globotruncana PLUMMER : 186,187,194,213,219  
fortisi Discocyclina (D'ARCH.) : 297  
fragilis Alveolina HOTT. : 297  
fusiformis Alveolina SOW. : 297

- G -

gallowayi Uvigerina CUSH. : 339  
Gavelinella sp. : 182  
gladius Vaginulina (FILIPPI) : 298  
glaessneri Gublerina BRONN. et BROWZ. : 194  
globorotaloidea Globigerina COLOM : 350  
globosa Asterigerina : 270  
globosa Cassidulina HANTK. : 245  
globotruncanoides Rotalipora SIGAL : 185,209,210  
glomerosus curvus Globigerinoides BLOW : 335,349,356  
Glomospira sp. : 274  
globulus Gypsina REUSS : 246,272,297  
globulus Nummulites LEYM. : 278  
gracilis Orbitolites LEHMAN : 279  
gracilis Fissurina SEG. 222  
granumfestucae Alveolina BOSC. : 278

gravelli Globigerina BRONN. : 245  
greenhornensis Thalmanninella MORROW : 210  
grosserugosa Anomalinoides GUMB. :  
Grzybowska sp. : 265,297  
guppyi Vulvulina CUSH. et STAINF. : 316  
Gypsinidae : 242,248,249,272  
Gyroidinoides sp. : 350

- H -

Halkyardia sp. : 246,295  
hauffi Frondicularia FRANKE : 126  
havanesis Globotruncana VOORWIJK : 186  
havanensis Uvigerina CUSH. et BERM. : 324,332  
hecti Vaginulina BARTENSTEIN : 127  
helvetica Globotruncana BOLLI : 185,211,227  
hensoni Rotalia SMOUT. : 338  
heterostegina Heterostegina SIVESTRI : 297  
Heterostegina sp. : 314  
hieroglyphica (SIGAL)var. bartensteini Almaena (SIGAL) : 327,329,330,331,  
332,339

- I -

incompta Globorotalia (CIGELLI) 351  
incrassatus Nummulites DE LA HARPE : 295  
incrassata Bolivina REUSS : 185,187,214  
increbescens Globorotalia BAND. : 324,348  
index Globigeraspis (FINL.) : 265  
indicatrix Alveolina HOTT. : 280,301  
infracretacea Globigerina GLAESS. : 180,182,183  
inkermanensis Nummulites SCHAUB : 272

intermedius Nummulites D'ARCH. : 258,314,334,338  
involutiformis Grzybowskia PAPP et KUPPER : 339  
involutus Heterostegina : 246  
irregularis Globigerinoides LE ROY : 353

- J -

jaekeli subsp. senonica Spiroplectinata DE KLASZ : 213  
jarvisi Gyroidina CUSH. et STAINF. : 324  
jurassica Clypeina (FAVRE) ,: 295,335

- L -

lamellosa Globotruncana SIGAL : 194,196  
langhiana Globoquadrina CITA et GELATI : 348,349  
lapparenti Globotruncana BROTZ. : 186,195,212,213,216,219,221,  
228  
lapparenti coronata Globotruncana BOLLI  
lapparenti lapparenti Globotruncana BROTZ. : 186  
laxispira Assilina DE LA HARPE : 272  
lehneri Globorotalia CUSH. et JARV. : 265  
Lenticulina sp. : 182,183,184,126,127, 128  
lenticularis Orbitolina LMK : 173  
lepidula Alveolina(Glomalveolina)(SCHWAGER) :279  
lessoni Amphistegina (D'ORB.) : 324  
linapertura Globigerina FINLAY :  
linnei Globotruncana D'ORB. : 184,195,211,212,213  
linnei bulloides Globotruncana VOGLLE : 194,212  
longuemari Vaginulina(TERQUEM) : 126  
lorioli Nummulites : 246  
lugeoni Globotruncana TILEV : 196

- M -

marginata Globotruncana (REUSS) : 195,213  
marginata Nephrolepidina MICH. : 312,353  
Marginulina sp. : 183  
marthae Discocyclina (SCHLUMB.) : 242,274,275  
mayaroensis Globotruncana BOLLI : 187,196,213,214  
mayeri Globorotalia CUSH. et ELL. : 339,349,350,354,356,360  
media Orbitella : 170,174  
membranacea Globorotalia EHRENB. : 214  
menardii Globorotalia D'ORB. : 350  
menardii miocenica Globorotalia PALMER : 350,351,360  
messinae subcarinata Globigerinella BRONN. : 213  
mexicanus Cibicides NUTT. : 324,339  
mexicana Uvigerina NUTT. : 324,328,329  
Microcodium : 228,229,258,286,301  
millecaput Nummulites BOUBEE : 240,246,271,274,275,283  
minutula Alveolina REICHEL : 279  
minutum Elphidium REUSS : 316  
Miogypsina sp. : 314,353,311  
miscella Miscellanea (D'ARCH. et HAIME) :  
morgani Nephrolepidina LEM. et R.DOUV. : 312,353  
munieri Alveolina D.DE MONTF. : 281,283  
munsteri Lenticulina (ROEMER) : 126

- N -

"Neoalveolina" sp. : 246  
Neorotalia sp. : 245  
Nephrolepidina sp. : 311,314,334  
nitida Gyroidina (REUSS) : 209,210  
nummulitica Discocyclina (GUMB.) : 258,266,271  
nuttali Siphonodosaria CUSH. et Jarv. : 324

- 0 -

obesa Globorotalia AKERS : 348,349  
oblonga Alveolina D'ORB. : 279,280,282,285,301  
opima Globorotalia BOLLI : 331,357  
opima nana Globorotalia BOLLI : 311,324,329,357  
Orbitolites sp. : 242,246,285,297  
oxycona Marssonella (REUSS) : 180,182,209

- P -

palmerae Planulina VAN BELLEN : 328,329  
paradubia Globigerina SIGAL : 210  
partschi Nummulites DE LA HARPE : 272,280  
parva Globigerina : 341,346  
pavonia parva Cuneolina HENSON : 274  
Pellatospira sp. : 265  
perforatus Nummulites D.DE MONTF. : 278,281,297  
perforatus (D.DE MONTF.) var. columbrensis Nummulites D'ARCH. : 281  
perlucidus Cibicides NUTT. : 324,329,339  
permotus Nummulites SCHAUB. : 272  
pertusa Gavelinella (MARSS.) : 209  
placentula Assilina DESH. : 272  
planispira Globigerina TAPPAN : 180,182,183  
planulatus Nummulites LMK :  
plummerae "Gumbelina" LOETTERLE : 186,187,196  
praelucasi Nummulites H.DOUV. : 275  
"praereicheli Thalmanninella : 210  
pratti Nummulites D'ARCH. et HAIME : 272  
pseudobulloides Globorotalia PLUMMER : 187,214  
Pseudocyclamina sp. : 295,335  
pseudomenardii Globorotalia BOLLI : 244  
pustulosus Nummulites H.DOUV. : 272  
pyramidata Tritaxia REUSS : 183,185,209



- Q -

quadraria var. advena Globoquadrina BERM. : 356,357  
quadrata Globorotalia : 310  
quetra Globorotalia : 244,245  
quinqueloba Pullenia REUSS : 245

;

- R -

reicheli Rotalipora MORNOD : 210  
renzi Globotruncana THALM. et GAND. : 211,212,227  
Reophax sp. : 280  
rex Globorotalia BOLLI non MARTIN : 245  
roberti Ticinella (GAND.) : 209  
robusta Nodosarella CUSH. : 324  
rohri Globigerina BOLLI : 316,329,339,341  
rotula Discocyclina : 270  
rustica Uvigerina CUSH. et EDW. : 329,339  
ruthimeyeri Alveolina HOTT. : 279

- S -

schneegansi Globotruncana D SIGAL : 185,194,195,212,219  
schreibersiana Virgulina CZJZEK. : 350  
scitula Globorotalia BRADY : 354  
scotti Tritinella BRONN. : 214  
sculptilis Bulimina CUSH. : 329,339,341  
schwageri Alveolina CHECCHIA-RISP. : 279  
sella Discocyclina (D'ARCH.) : 248,249,257  
semimarginata Epistomaria  
seunesi Discocyclina DOUV. : 247  
sigali Bigoglobigerinella ten DAM et SIGAL : 218  
sigali Globotruncana REICHEL : 185,186,194,195,211,212,213,216,219,221,228

soldadoensis Globigerina BRONN. : 244,245  
Sphaerogypsina sp. : 258,266,274,314  
spinosa Vulvulina CUSH. : 329,331,339,341  
Spirillina sp. : 126,128  
Spiroclypeus sp. : 265,297,311  
spira Assilina (ROIS.) : 246  
Spiroplectinata sp. : 182  
stainforthi Nodosaria CUSH. et BERM. : 329  
stellatus Nummulites ROVEDA : 365,397  
Stensioina sp. : 186,187,212,228  
stephani Globotruncana GAND. : 1 85,209,211  
striatus Nummulites BRUG. : 281  
stuarti Globotruncana (DE LAPP. ) : 186,187,194,196,214,219,221,228  
stuartiformis Globotruncana DALB. : 186,187, 194,195,213,214,219  
subcretacea Patellina CUSH. et ALEX. : 180, 182,183  
subcylindrica Karrierella (NUTT.) : 324  
subglobosa Cassidulina (BRAD.) : 329,354  
subpyrenaica Alveolina LEYM. : 278  
subquadrata Globigerinoides : 357  
subramondi Nummulites DE LA HARPE : 272  
sutralis Orbulina BRONN. : 350,356  
szajnochae Reussella GRYZB. : 186  
szajnochae praecursor Reussella DE KLASZet KNIPS. : 213  
szajnochae szajnochae Reussella GRYZB. : 214

- T -

tectiformis Bolivina CUSH. : 324,329  
tenuicostatum Chrysalogonium CUSH. et BERM. : 324  
ticinensis Thalmanninella (GAND.) : 183,184,209  
tournoueri Nephrolepidina LEM. et R.DOUV. : 310,312,314,353  
trabayensis Discocyclina NEUMANN : 275  
transitoria Porticulusphaera BLOW. : 349  
triangularis Globigerina WHITE : 244,245

tricarinata Tritaxia : 183, 185, 209, 213  
trilobus Globigerinoides (REUSS) : 331, 349, 350, 351, 353, 356  
trilobus bisphaericus Globigerinoides TODD : 349  
trilobus immaturus Globigerinoides LE ROY : 349, 356  
trilocularis Globigerina : 310, 356  
triloculinoides Globigerina PLUMMER : 187, 214, 244  
tripartita Globigerina KOCH. : 324, 348  
turonica Rotalipora BROTZ. : 209, 210  
Trochammina sp. : 180, 181  
trochoidea Hedbergella (REUSS): 218  
Trocholina sp. : 295  
turgida Globigerina : 310  
trumpyi Eponides NUTT. : 324  
truncana Bulimina GUMB. : 298  
turbinata Globotruncana : 211  
turonsa Globotruncana OLBERTZ : 211

- U -

unicava Globigerinita BOLLI : 324  
universa Orbulina D'ORB. : 350  
uranensis Nummulites DE LA HARPE : 281

- V -

Valvulammina sp. : 180  
varians Pseudotextularia RZEHAKE : 196, 214  
vascus Nummulites JLOY et LEYM. : 334  
velascoensis Globorotalia (CUSH.) : 214, 244  
venezuelana Globigerina HEDB. : 316, 324, 329, 331, 339, 341  
verneuili Siphonodosaria (D'ORB.) : 324  
viennoti Rotalia GRIEG. : 258  
vonderschmitti Nummulites SCHAUB : 272

- W -

washitensis Hedbergella (CARSEY) : 180,181,182,183,184,185,209,218,221,227,  
229

wilcoxensis Globorotalia CUSH. et PONT. : 245

wuellerstorfi Planulina (SCHWAGER) : 350

- Y -

yeguaensis Globigerina WEINZ et APPL. : 324

I N D E X   G E O G R A P H I Q U E

-----

Chaque nom de lieu est suivi du nom de la carte au 50.000e sur laquelle il se trouve, de ses coordonnées et des numéros de pages où il est cité dans le texte.

Les noms de lieu avec l'indication HL se situent hors des limites de la carte au 100.000e.

-A-

Aceniche (Sierra de), COY, x= 1°58'30, y=37°59 : 123, 446  
Aire (Casa del), COY, x=2°00'20, y= 37°54'30 : 217,455  
Alcantarilla, ALHAMA, x=2°28'20, y=37°58'20 : 362  
Aledo, LORCA, x=2°06'50, y=37°47'40 : 363  
Alfonso XIII (Presa), CALASPARRA, x=2°05'20 y=38°13'20 : 193,392  
Algaidon (Sierra del) , CALASPARRA,x= 1°52', y=38°40 : 171  
Alhama de Murcia, ALAHAMA, x=2°15'45, y=37°51' : 361  
Ambroz (Rambla de), MULA,x=2°16'-17'40, y=39°09'-10' : 112  
Almorchon, CALASPARRA, x=2°08'20, y=38°12'40 : 70,241,395  
Atalaya, COY, x=2°07'40, y=37°50'40 : 34  
Atalaya de Coy, COY, x=1°53'05, y=37°58'15 : 441  
Aviles, COY, x= 1°53'30, y=37°54'20 : 133  
Azaraque (Barranco de), ALAHAMA, x=2°13', y=37°54'20: 30,139,528

-B-

Balamonte, CEHEGIN, x=2°04',y=38°02' : 319  
Barranco Grande, CEHEGIN, x=1°50'53', y=38°03'40 : 78  
Bayo(e1), CEHEGIN, x=2°02'40, y=38°07'30 : 401  
Benamor (rio), CALASPARRA, x=1°50'-58'20, y=38°12'35-15'35 :384  
Benito (Rambla ou rio), CIEZA, x=2°12'-17', y=38°10'11' : 487  
Berro, ALHAMA, x=2°12', y=37°53'20 : 528  
Bermeja (la), MULA, x=2°14'10, y=38°08'30 : 107, 110, 134 491  
Bermeja (col de la), COY, x=2°07'30, y=37°51'40 : 36

Blanco, CIEZA, HL

Bosque (el), COY, x=2°05'40, y= 37°53'40 : 296,335

Bullas, CEHEGIN, x=2°01', y= 38°03'

Burete (Sierra de), CEHEGIN, x= 1°55', y=38°01'50 : 92,260,428

Burete (rio de), CEHEGIN, x= 1°52'30-57'20, y=38°01'20-05'40 : 56, 424

-C-

Cabeza del Asno, CALASPARRA, x=2°08'45, y=38°19'40 : 374

Cabezo Ines, MULA, x=2°11', y=38°08'40 : 485

Cabezo Redondo, COY, x= 1°50'20, y= 37°53'40 : 467

Cabezo de Juan Gonzales, CEHEGIN, x=1°57'30-58'30, y=38°09' : 57

Cabezo de la Fuente Capel, CEHEGIN, x=1°55'40-57', y=38°07'40: 56

Cabezos de Patras, CIEZA, x=2°15'25, y=38°10'40 : 485

Cabezos Negros, CIEZA, x=2°15'55, y=38°10'20 : 490

Cbras (Sierrecica de las), CEHEGIN, x= 1°50'20, y=38°01':90, 415, 417, 428

Cabra (Cerro de la), COY, x= 2°05', y=37°51': 507

Cagitan, CEHEGIN, x=2°05'30, y=38°07'20 : 401

Cajal (Sierra del), MULA, x=2°20'20, y=38°07'40: 474

Calasparra, CALASPARRA, x=1°59'20, y=38°14'

Calvillo, COY, x=2°02'40, y=37°54'40 : 273,340, 549

Calvillo (Rambla de), COY, x= 2°00'30-06', y=37°54'40, 55'10 : 125

Cambron (Sierra de), COY, x=1°58', y=37°54'50 : 122,451, 455

Cambrones (los), CEHEGIN, x=2°00'30, y=38°08'40 : 191, 403

Canana, CALASPARRA, x=2°07'20, y=39°: 375

Campo de Coy, COY, x=1°52'35, y=37°56'50: 271

Cañada lengua (voir Barranco Grande)

Cañada Minano, MULA-CIEZA), x=2°17'10-19'25, y=38°08'20-10'30 : 478

Cancari-Fontanar, TOTANA, x=2°10'40, y=37°49 : 529

Caravaca, CARAVACA, HL

Caracavo (Rambla de) CALASPARRA, x=2°09'45, y=38°12'45 : 385

Carcelin (Rambla de), MULA, 2°17'30-21', y=38°07'40-08'10 : 118

Carlos (Barranco de), COY, x=2°01'-06', y=37°55'40 : 315

Carrasca (Llanos de la), CALASPARRA, x=1°55', y=38°13': 188,357

Casa de la Puerta, CEHEGIN, x=1°53'10, y=38°08'30 : 247

Casa Morena, CEHEGIN, x=1°53'20, y=38°03'50 : 202  
Caserio de Azaraque, ALHAMA, x=2°13', y=37°54'20 :30  
Caserio de la Bermeja, MULA, x=2°14'10, y=38°08'30:491  
Castellar de Bullas, CHEGIN, x=2°00'40, y=38°00'50 : 318, 366, 459  
Cehegin, CEHEGIN, x=1°53'10, y=38°05'55  
Chegin (Barranco de), voir Barranco Grande  
Cejo cortado, MULA, x=2°13'20, y=38°06' : 474  
Ceperos (Sierra de ), COY, x=1°55', y=37°53' : 121, 439  
Cerro de la Cabra, COY, x=2°05', y=37°51' : 507  
Charco (el), CHEGIN, x=1°56'30 , y=38°01'30 : 97, 215, 429  
Cieza, CIEZA, x= 2°15'30, y=38°14'20, HL  
Cimbra (Sierrecica), LORCA, x=2°07'30, y=37°46'30 :22, 532  
Collado de la silla (CALASPARRA, x= 1°51', y=38°15'50 : 376  
Copa (la), CEHEGIN, x=2°02', y=38°04'40  
Corral, COY, x=1°52', y=37°53'50 : 129  
Cortijo de los Tomates, COY, x=1°55'40, y=37°58'40 : 445  
Cortijo del Llano, CALASPARRA, x=2°02'40, y=38°13 : 58, 241  
Cruces de Espuña (route principale de la Sierra de Espuña )  
Cuesta Mata, CHEGIN, x=1°51'25 , y= 38°05'50 : 74, 410

-D-

Don Gil (Casa de), CEHEGIN, x=1°52'10, y=38°01'20 : 95

-E-

Espuña (Sierra de), SE de COY, NW de TOTANA, W ALHAMA  
Espuña (Rio de), COY, x=2°07'-13', y=37°51', 34  
Espuña (Sonnet), COY, x= 2°06'40, y=37°51'45 : 33, 510

-F-

Falcones (los), CALASPARRA, x=1°53'30, y=38°14'20 : 239, 309, 357, 376  
Florida (Casa de la), CEHEGIN, x=2°01'40, y= 38°08'05 : 405  
Frances (Casa del), COY, x=2°00', y=37°55' : 366  
Frances (Cortijo del), COY, x= 2°00'30, y= 37°55'50 : 456  
Fuente blanca, COY, x=2°07'20, y= 37°53'10 : 144,284,285,279,511,512  
Fuente Farin (Cortijo de la);CEHEGIN, x=2°00, y=38°09'40 : 72, 390,402

-G-

Garita (1a), COY, x=2°06', y=37°50'30 : 33  
Garita (1a), MULA, x=2°16'10, y=38°06'05 : 115, 495  
Garganton, CLASPARRA, x=38°13'00, y=2°09'50 : 175,242,309,379  
Garobera (Casa de ), CEHEGIN, x=1°54'35, y= 38°00' : 102, 441  
Garranchal (Casa ou Barranco), CEHEGIN, x=1°52'10, y=38°02'35: 214,259  
Gavilanes (Barranco de los), COY, x=2°00'10-50, y=37°56'30-57'15 : 460  
Gilico (Mines del), CEHEGIN, x=2°02', y=38°09'15 : 191  
Grande (Barranco), voir Cañada lengua  
Gredero (Barranco), 3km S de Caravaca, HL

-H-

Hellin (camino de), CALASPARRA, x=2°00'01', y=38°17'20' :172  
Horno (el), CEHEGIN, x=1°55'25, y=38°09'50 : 181  
Hoya de Don Gil (1a), CEHEGIN, x=1°52', y=38°01' : 416  
Huerta de España ( Route de la) : Sierra de España  
Hurón(Casa del), COY, x= 2°08'50, y=38°02'35 : 322

-J-

Juan del Cojo, CHEGIN, x=1°55'-56', y=38°01'50-02'20 : 98, 137  
Jorquera (Cortijo de la), CEHEGIN, x=1°50'20, y=38°03'30 : 207

-L-

La Paca, COY, x=1°52', y=37°53'10  
La Puebla de Don Fadrique (55km W de Caravaca) HL  
Lorca, LORCA, x=1°59', y=37°40'41'  
Lavia (Sierra de la), COY, x=1°57'20, y=37°58'10 : 122, 444  
Leocadia (la Santa), LORCA, x=2°07'50, y=37°48' : 525  
Librilla, ALAHAMA, x=2°20'20, y=37°53'30 :361  
Lichor (Rambla del), CIEZA, x=2°16'30-17'45, y=38°10'25-50 : 480  
Llano (Cortijo del), CALASPARRA, x=2°02'40, y=38°13' : 53  
Llanos de la Carrasca (voir Carrasca)  
Lloro (Sierra del), CIEZA, x= 2°14', y= 38°12' : 484  
Lobos (Barranco de los), CALASPARRA, x=38°09'30, y=38°11'10-L2'25 : 394  
Loma del Ganso, CEHEGIN, x=1°51'20, y=38°03' : 207  
Loma de Palomeque, COY, x=2°03'30, y=37°54'30 : 340



Loma de So lana ,CEHEGIN, SW de la feuille : 73, 311, 198  
Lomas altas, CALASPARRA, x=1°57'40, y=38°19'50 : 375

-M-

Madroño (Sierra del), COY, x= 1°56'25, y=37°53: 447  
Madroño de Abajo (Cortijo), COY, x= 1°57'20, y=37°52'40 :127  
Mai Valera, CEHEGIN, x=1°51'40, y=38°05'45 : 74  
Mahoma, MULA, x=2°12'10, y=38°07'20 : 108, 135, 107  
Malvariche, COY, x=2°05'30, y= 37°53'20 : 146,223,280, 333, 298  
Manzano, COY, x=2°01'40, y= 37°58'40 : 457  
Manzano (Barranco del), COY, x=2°00'-01'30, y= 37°58'15 : 218, 313,352,457  
Mazarron, S de Murcie, HL  
Mezquila (Rambla de la), MULA, x=2°16'-20'40, y=38°08'20-40 : 118, 476,497  
Miajulas(camino de), COY, x= 2°02'00-50, y=37°51'50-52'40 : 543  
Molino (Sierra del) , CALASPARRA, x=2°00'-10', y=38°13'-14': 175,358,376  
Molinos (los), LORCA, x=2°06'20, y=37°47'20 : 22  
Moratalla, N de Caravaca, HL  
Morena (Casa), CEHEGIN), x=1°53'20, y=38°03'50 : 202  
Morra del Banco, COY, x=1°54'45, y=37°58'20 : 440  
Morrón Blanco, CALASPARRA, x=2°05', y=38°11' : 193, 252  
Morrón de Alahama, COY, x=2°09', y=37°52'30 : 140, 278  
Morrón de Totana, COY, x=2°06'40, y=37°51'45 : 507  
Morrón Largo, LORCA, x=2°08'50, y=37°49'20 :28  
Muela de Alhama, ALHAMA, x=2°16'40, y=37°52'30 : 362,526  
Mula, MULA, x=2°12, y=38°02'40 :  
Mula (rio de ), CEHEGIN-MULA, x=1°53'2°14', y=37°59'-38°02 : 317  
Murta (Barranco de la), CALASPARRA, x=2°08'40-09'50, y=38°07'-08' :393

-N-

Niño de Mula, CEHEGIN, x=2°09'20, y=38°03' : 322

-P-

Pantano de la Cierva, MULA, voir Cierva  
Patruena, MULA, x=2°15'40, y=38°07' : 361

PeñaRubia (de Cehegin), CEHEGIN,  $x=1^{\circ}52'40$ ,  $y=38^{\circ}05'15$  : 73, 199, 408  
Peña Rubia (de Zarzadilla), COY,  $x=2^{\circ}00'30$ ,  $y=37^{\circ}53'40$  : 316, 330, 265, 543  
Penica (ou Peña) del Viento, COY,  $x=1^{\circ}50'40$ ,  $y=37^{\circ}59'30$  : 91, 423  
Peones (Cas de los), CEHEGIN,  $x=1^{\circ}55'25$ ,  $y=38^{\circ}09'50$  : 181  
Peralcs (Cas de las), COY,  $x=2^{\circ}00'15$ ,  $y=37^{\circ}54'40$  : 455  
Perdiz (Casa forestal de la), COY,  $x=2^{\circ}09'55$ ,  $y=38^{\circ}09'50$  : 513  
Perona (la), COY,  $x=2^{\circ}08'35$ ,  $y=37^{\circ}55'10$  : 152, 228, 336, 520  
Plaza de los Pastores, CEHEGIN,  $x=1^{\circ}55'$ ,  $y=38^{\circ}02'$  : 93, 429, 431  
Pliego, ALHAMA,  $x=2^{\circ}11'$ ,  $y=37^{\circ}59'25$  : 354  
Pliego (Rio de), COY : 352, 356  
Ponce (Sierra de ), COY,  $x=1^{\circ}58'20$ ,  $y=37^{\circ}53'40$  : 61, 122, 131, 366  
Portugales (los), CEHEGIN,  $x=1^{\circ}57'50$ ,  $y=38^{\circ}00'50$  : 441  
Posadilla (casa de la), COY,  $x=2^{\circ}01'30$ ,  $y=37^{\circ}57'15$  ; 460  
Pradillo, COY,  $x=1^{\circ}59'$ ,  $y=37^{\circ}57'30$  : 457  
Prado Chico, COY,  $x=2^{\circ}09'30$ ,  $y=37^{\circ}54'35$  : 288  
Prat Mayor, COY,  $x=2^{\circ}08'$ ,  $y=37^{\circ}54'20$  : 150, 226, 287, 290, 517  
Puerta (Barranco de la), CEHEGIN,  $x=1^{\circ}51'20$ ,  $y=38^{\circ}01'35$  81, 205, 244, 415  
Puerta (Sierra de la), CEHEGIN-CALASPARRA,  $x=1^{\circ}53'-56'$ ,  $y=38^{\circ}08'40-11'$  : 177, 247, 356, 382  
Puerto (Sierra del), CALASPARRA,  $x=2^{\circ}00'-05'$ ,  $y=38^{\circ}17'-18'30$  : 172, 374

-Q-

Quipar (Rio), CEHEGIN-CALASPARRA : 377  
Quipar (Pantano ) : voir pantano de Alfonso XIII  
Quipar (Sierra de), CEHEGIN,  $x=1^{\circ}51'50$ ,  $y=38^{\circ}01'40$  : 79, 202, 413

-R-

Rameles (los), CALASPARRA,  $x=2^{\circ}03'35$ ,  $y=38^{\circ}10'40$  : 195, 250  
Ricote , MULA,  $x=2^{\circ}19'20$ ,  $y=38^{\circ}09'20$   
Razos de la Carrasca, COY,  $x=2^{\circ}05'20$ ,  $y=37^{\circ}51'40$  : 509  
Ricote (Sierra de), NW de Mula : 105, 471  
Rincones, COY,  $x=2^{\circ}02'30$ ,  $y=37^{\circ}52'40$  : 543  
Rincon de Egea, SW de Caravaca, 310, 428  
Ripion (voir Carcavo)  
Rodero, CEHEGIN,  $x=2^{\circ}05'30$ ,  $y=38^{\circ}02'25$  : 319  
Rotas (las), CALASPARRA,  $x=1^{\circ}58'40$ ,  $y=38^{\circ}16'20$  : 172, 374

Rotura (casa de la ), COY,  $x=2^{\circ}03'25$ ,  $y=37^{\circ}51'55$  : 328

-S-

Saavedra (Casa de), COY,  $x=2^{\circ}01'15$ ,  $y=37^{\circ}56'10$  : 462  
San Miguel (Sierra de ), W de Calasparra : 174  
Santa (la), LORCA,  $x=2^{\circ}08'05$ ,  $y=37^{\circ}47'50$  : 27  
Selva (Sierra de la), COY,  $x=1^{\circ}59'25$ ,  $y=37^{\circ}55'25$  : 122, 451  
Segura (Rio de ), N de Calasparra  
Silla (Collado de), CALASPARRA,  $x=1^{\circ}51'$ ,  $y=38^{\circ}15'40$  : 239  
Sillen (Casa de), CEHEGIN,  $x=1^{\circ}53'20$ ,  $y=38^{\circ}03'$  : 179  
Sopa de Vino (Casa), LORCA,  $x=2^{\circ}07'35$ ,  $y=37^{\circ}47'45$  : 22

-T-

Tendejon (Barranco de), COY,  $x=2^{\circ}01'-06'$ ,  $y=37^{\circ}55'-50'$  : 316  
Tercia (Sierra): SW de la Sierra de Espuña  
Terreras (las), CEHEGIN,  $x=2^{\circ}04'40$ ,  $y=38^{\circ}06'20$  : 405  
Tornajos (Rio de) : voir Rio de Plêgo  
Torre Horquera ou Jorquera: voir Cortijo de Jorquera  
Totana, TOTANA,  $x=2^{\circ}11'$ ,  $y=37^{\circ}46'30$

-U-

Ulea, MULA,  $x=2^{\circ}21'15$ ,  $y=38^{\circ}10'50$   
Umbria del Cuchillo, CIEZA,  $x=2^{\circ}14'20$ ,  $y=38^{\circ}10'50$  : 486

-V-

Valentin, CALASPARRA,  $x=1^{\circ}58'$ ,  $y=38^{\circ}11'10$   
Valdelaparra, COY,  $x=2^{\circ}08'30$ ,  $y=37^{\circ}53'35$ : 151, 289  
Valle (el), COY,  $x:2^{\circ}07'40-10'$ ,  $y=37^{\circ}52'40-53'$  : 140, 518  
Veto (col del), MULA,  $x=2^{\circ}13'50$ ,  $y=38^{\circ}07'20$  : 108, 270  
Viento (Penica): voir Penica  
Villa (camino de), COY,  $x=2^{\circ}07'50$ ,  $y=37^{\circ}52'25$  : 141, 278

-Y-

Yechar, LORCA,  $x=2^{\circ}07'30-09'50$ ,  $y=37^{\circ}47'40-46'30$  : 24, 27

-Z-

Zambrana (Casa de la), CENEGIN,  $x=2^{\circ}03'45$ ,  $y=38^{\circ}06'55$  : 257, 401

Zapata (Casa de), MULA,  $x=2^{\circ}11'45$ ,  $y=38^{\circ}06'15$  : 493

Zapatin, MULA,  $x=2^{\circ}12'$ ,  $y=38^{\circ}07'$  : 493

Zarzadilla de Totana, COY,  $x=1^{\circ}59'$ ,  $y=37^{\circ}52'30$  : 449

L I S T E D E S F I G U R E S

-----

CHAPITRE I : INTRODUCTION ET GENERALITES

1. Position du secteur étudié dans le SE de l'Espagne p. 4
2. Schéma structural des Cordillères bétiques p. 9
3. Trois hypothèses de la structure des Cordillères bétiques p.12

CHAPITRE II : LE PERMO-TRIAS

4. Répartition des affleurements triasiques p.20
5. L'unité alpujarride de los Molinos p.23
6. Le Trias supérieur de l'unité du Morron Largo p.28
7. Coupe du chemin de la centrale électrique d'Alhama de de Murcia p.29
8. Coupe du Barranco de Azaraque p.30
9. Le Permo-Trias de l'unité du Morron de Totana : coupe de la Garita p.33
10. Le contact du Muschelkalk et du Trias inférieur au col de la Bermeja p.36
11. Le Trias de l'unité du Morron de Totana au niveau du sommet ESPUÑA p.38
12. Limite supérieure du Trias de l'unité du Morron de Totana p.41
13. Le Muschelkalk de l'imbrication inférieure de l'unité du Morron de Totana p.42
14. Le Trias supérieur de l'imbrication supérieure de l'unité du Morron de Totana p.44
15. Les différents types de Muschelkalk de la Sierra de Espuña p.45
16. Coupe du Trias subbétique dans le massif de los Ruedos p.54
17. Trias des Cabezos de la Fuente Capel p.56
18. Trias des Cabezos de Juan Gonzales p.57
19. Trias frontal du Subbétique au S de la Sierra del Molino p.58

20. Coupe de la Sierra de Ponce, affleurements triasiques p.61  
21. Colonnes stratigraphiques synthétiques du Trias p.66

CHAPITRE III : LE JURASSIQUE

22. Répartition des affleurements jurassiques p.68  
23. Coupe de l'Almorchon p.71  
24. Le Jurassique de la Sierra de la Peña Rubia p.74  
25. Le Jurassique de l'extrémité septentrionale de la Sierra de Quipar p.79  
26. Coupe du Jurassique de la Sierra de Quipar: le Barranco de la Puerta p.81  
27. Variations de faciès du Dogger de l'unité de la Loma de Solana p.85  
28. Coupe de la Sierrecica de las Cabras p.90  
29. Coupe du massif situé à l'W de la route La-Paca - Cehegin, au S de la Sierrecica de las Cabras p.91  
30. Coupe du Jurassique de l'unité de Burete p.94  
31. Coupe de Juan el Cojo (unité du Charco) p.98  
32. Evolution vers le SE de la coupe de Juan el Cojo p.100  
33. Coupe du Jurassique de la partie nord-occidentale de l'unité du Charco p.102  
34. Colonnes stratigraphiques du Jurassique de l'unité du Charco p.104  
35. Les différents ensembles de la Sierra de Ricote p.106  
36. Le Jurassique de la partie occidentale de l'unité de la Bermeja : coupe de Mahoma p.107  
37. Le Jurassique de la partie occidentale de l'unité de la Bermeja : coupe du Col del Veto p.108  
38. Coupe du Jurassique de l'unité de la Bermeja effectuée le long de la route forestière de la Bermeja p.110  
39. Le Jurassique de la partie orientale de l'unité de la Bermeja p.112  
40. Colonne stratigraphique du Jurassique de l'unité de la Bermeja (partie occidentale) p.  
41. Colonne stratigraphique synthétique du Jurassique de l'unité de la Garita p.  
42. Le Jurassique de l'unité de Mezquila (Sierra de Ricote) p.  
43. Le Jurassique de la Sierra de la Lavia p.

44. La série liasique de l'unité de la Sierra de Ponce dans le ravin de l'Aceniche)	p.123
45. La série liasique de l'unité de la Sierra de Ponce	p.124
46. Coupe du flanc oriental de la Sierra de Ponce	p.125
47. Coupe du Cerro de La Paca	p.129
48. Le gisement de roche éruptive d'Aviles	p.133
49. Les roches éruptives jurassiques de l'unité de la Bermeja: coupe au S du hameau de La Bermeja	p.135
50. Les roches éruptives de l'unité de la Bermeja : coupe de Mahoma	p.136
51. Les unités du Morron de Totana et de Prat Mayor	p. 140
52. Les niveaux observés sur le Camino de Villa	p.141
53. Coupe du Jurassique de la zone de la Fuente Blanca	p.144
54. Evolution vers l'W de la série jurassique de l'unité du Morron de Totana	p.146
55. Colonnes stratigraphiques des séries jurassiques de l'unité du Morron de Totana et du Palo de Malaga	p.149
56. Coupe du Cerro de la Cabra	p.150
57. Les principaux types de faciès du Jurassique	p.155
58. Schéma traduisant les conditions de sédimentation dedeux types de faciès rouges : calcaires noduleux et marnes	p.157

#### CHAPITRE IV : LE CRETACE

59. Répartition des affleurements crétacés	p.168
60. Le Crétacé du massif de los Lobos(NW de Calasparra)	p.171
61. Le Crétacé prébétique de la Sierra del Puerto	p.172
62. Le Crétacé de la Sierra de San Miguel (W de Calasparra)	p.174
63. Les affleurements principaux de la série intermédiaire de la Puerta (Crétacé)	p.177
64. Le Crétacé inférieur de la série de la Puerta : coupe de la Casa de Sillen	p.179
64 bis. Ostracodes de l'Albien de la Sierra de la Puerta	p.180
65. Le Crétacé inférieur de la Sierra de la Puerta : coupe del Horno	p.181
66. Coupe du Crétacé supérieur de la Sierra de la Puerta	p.184
67. Le Crétacé inférieur de l'unité de los Rameles (SW de la Mine del Gilico)	p.191

68. Coupes de la zone crétacée et éocène du Pantano de Quipar	p.192
69. Colonnes stratigraphiques du Crétacé supérieur du Prébétique méridionale, des unités de los Rameles et de la Loma de Solana	p.196
70. Coupe du flanc de la Sierra de la Peña Rubia	p.199
71. Coupe du Barranco Grande (S de la Sierra de la Peña Rubia) selon P.Fallot (1944)	p.200
72. Coupe de la Casa Morena	p.202
73. Coupe du Crétacé inférieur de la Sierra de Quipar	p.202
74. Le Crétacé de la Sierra de Quipar: coupe du Barranco de la Puerta	p.205
75. Le Crétacé supérieur de l'unité de la Loma de Solana	p.207
76. Le Crétacé supérieur de l'unité de la Loma de Solana : colonnes stratigraphiques synthétiques	p.208
77. Evolution vers l'W du Crétacé de la zone de la Fuente Blanca	p.223
78. Colonne stratigraphique synthétique du Crétacé de l'unité du Morron de Totana	p.224
79. Coupe de la vallée de Prat Mayor	p.226
80. Colonne stratigraphique synthétique du Crétacé supérieur de l'unité de Prat Mayor	p.227

#### CHAPITRE V : L'EOCENE

81. Répartition des affleurements éocènes	p.236
82. L'Eocène du Massif de Collado de la Silla	p.239
83. L'Eocène du massif de los Falcones	p.240
84. Coupe de l'Eocène de la série intermédiaire de la Puerta	p.246
85. Coupe de la Casa de la Puerta	p.247
86. L'Eocène de la partie méridionale de la Sierra de la Puerta	p.248
87. L'Eocène de l'unité de los Rameles : coupe du Morron Blanco	p.252
88. L'Eocène de l'unité de los Rameles : coupe de los Rameles	p.254
89. Coupe de la zone de Zambrana	p.257
90. Coupe du Nummulitique de l'unité de la Loma de Solana	p.259
91. Coupe de l'Eocène de l'unité de Mula	
92. L'Eocène de l'unité de la Garita	p.270
93. L'Eocène du Campo de Coy	p.271
94. L'Eocène de l'unité du Calvillo	p.273



95. Coupe de l'Eocène de l'unité du Morrón de Totana, au niveau du hameau de la Fuente Blanca et de Malvariche	p.281
96. L'Eocène de la partie sud-occidentale de Malvariche	p.282
97. La base de l'Eocène au niveau du col de la Fuente Blanca	p.284
98. L'Eocène de la dépression de la Fuente Blanca	p.285
99. L'Eocène de la partie méridionale de l'unité de Prat Mayor	p.287
100. L'Eocène de la dépression du Prado Chico	p.288
101. L'Eocène de la vallée de Valdelaparra	p.289
102. L'Eocène de l'unité de Prat Mayor: au niveau des exploitations de lignite	p.290
103. La série éocène du flanc sud del Bosque	p.296

#### CHAPITRE VI : L'OLIGOCÈNE ET L'"AQUITANIEN"

104. Répartitions des affleurements oligocènes	p.306
105. L'Oligocène et l'"Aquitanién" de l'unité de la Loma de Solana	p.311
106. Coupe du ravin del Manzano	p.313
107. Coupe du ravin de Carlos	p.315
108. Coupe de la Peña Rubia de Zarzadilla	p.316
109. Coupe du Castellar de Bullas	p.318
110. Coupe de la zone de Balamonte	p.319
111. Différentes coupes de l'unité de Mula	p.321
112. Coupes <u>sériées</u> de l'Oligocène du flanc nord de la Sierra de Espuña	p.327
113. Coupe de la série oligocène de la partie occidentale du front de la Sierra de Espuña	p.328
114. Coupe du flanc nord de la partie sud-occidentale de la "zone-limite" du Rio de Pliego	p.330
115. Coupe sur la rive gauche du ravin exutoire de Malvariche vers le Rio de Pliego	p.333
116. Base des conglomérats oligocènes au niveau des Mines de Prat Mayor	p.337
117. Coupe de l'extrémité nord-orientale de la Sierra de Espuña	p.338
118. Coupe de la partie méridionale de la Loma de Palomeque	p.340
119. Les variations de faciès de l'Oligocène et de l'"Aquitanién" de la "zone-limite" du Rio de Pliego	p.343

CHAPITRE VII : LE MIOCENE

120. Répartition des affleurements du Néogène p.346  
121. Le Miocène inférieur de la région de Pliego p.355  
122. Colonnes stratigraphiques des différentes coupes du Miocène supérieur post-orogénique de l'Ouest de la Province de Murcie p.359

CHAPITRE IX : ETUDE TECTONIQUE DU PREBETIQUE S.S.

123. Le Prébétique au front de la nappe subbétique, au niveau du Barrage de Quipar p.378  
124. Coupes sériées du Prébétique au front de la nappe subbétiques dans la zone du Garganton p.379

CHAPITRE X : ETUDE TECTONIQUE DU PREBETIQUE INTERNE

125. Position schématique du Prébétique interne et de la nappe subbétique p.382  
126. Coupes de la zone des Llanos de la Carrasca (W de Calasparra) p.384  
127. Coupe du ravin de Ripionou Rambla del Caracavo p.385  
128. Structure schématique du Prébétique s.s. et du Prébétique interne de la Puerta au front de la nappe subbétique de Caravaca à Calasparra p.386

CHAPITRE XI : ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DE LOS RAMELES

129. Coupes de l'unité de los Rameles, dans la zone du Pantano de Quipar p.391  
130. Coupe du Barranco de los Lobos p.393  
131. La klippe de la cote 484 dans la zone de la Murta p.395  
132. Structure de l'Almorchón n. 306  
133. Coupes sériées dans le massif de l'Almorchón p.397  
134. L'unité de los Rameles au niveau du Cortijo de la Fuente Farin p.402  
135. Coupes sériées dans le massif de los Cambrones p.403

136. Coupe générale schématique de l'unité de los Rameles p.406

CHAPITRE XII : ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DE LA  
LOMA DE SOLANA ET DE L'UNITE DE LA SIERRRECICA  
DE LAS CABRAS

137. Coupes séries du flanc nord de la Sierra de la Peña Rubia p.410  
138. Structure des monts situés à l'W de Cehegin p.411  
139. Coupes séries du flanc oriental de la Sierra de la Peña  
Rubia p.412  
140. Coupes séries de la Sierra de Quipar p.415  
141. Coupe de l'extrémité éméridionale de la Sierra de Quipar au  
niveau de la Sierrecica de las Cabras p.418  
142. Coupes structurales interprétatives du flanc sud-oriental  
de l'unité de la Loma de Solana p.419  
143. Coupe des reliefs de la partie haute de la vallée de Burete,  
entre les Sierras de Burete et de las Cabras. Interprétation  
structurale p.420  
144. Coupe de la zone à l'W de la Peña del Viento p.423

CHAPITRE XIII : ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA  
DE BURETE

145. Coupes séries dans la Sierra de Burete : les unités de  
Burete et du Charco p.429  
146. Evolution vers le N du contact de rétrochevauchement de  
la Sierra de Burete p.432

CHAPITRE XIV : ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE  
de la SIERRA DE PONCE

147. Coupes séries dans la zone faillée de Garobera séparant les  
unités de la Sierra de Burete et l'unité de la Sierra de  
Ponce

148. Coupes structurales de la partie septentrionale de l'unité de la Sierra de Ponce p.444
149. Coupes de la Sierra de la Lavia p.445
150. Coupes sériées dans les Sierras del Madroño et de Ponce p.448
151. Coupes sériées du bord oriental de l'unité de la Sierra de Ponce, au contact de la "zone-limite" du Rio de Pliego p.455
152. Carte géologique schématique de la zone de los Gavilanes p.461
153. Coupes sériées de la zone de los Gavilanes p.463
154. Les deux hypothèses sur l'origine et la structure de la zone de los Gavilanes p.466
155. Coupes du Cerro de La Paca et du Cabezo Redondo p.468
156. Coupes sériées de l'unité de la Sierra de Ponce p.469

CHAPITRE XV : ETUDE TECTONIQUE DE LA  
SIERRA DE RICOTE

157. Carte géologique schématique de l'extrémité orientale de la Sierra de Ricote p.474
158. Coupes de unités marneuses chevauchantes de l'extrémité orientale de la Sierra de Ricote p.477
159. Coupe du versant méridional de la Sierra de Lloro p.484
160. Coupe du Cabezo Inés p.486
161. Coupes de la Rambla del Benito p.488
162. Coupe des Cabezos Negros p.490
163. Coupes sériées des unités de la Sierra de Ricote p.492
164. Coupes structurales interprétatives du Subbétique sur la transversale de la Sierra de Ricote p.499

CHAPITRE XVI : ETUDE TECTONIQUE DE LA  
SIERRA DE ESPUÑA

165. Coupes sériées dans l'unité du Morron de Totana p.504
166. Carte géologique schématique de la zone de la Fuente Blanca p.512
167. Coupes tectoniques des unités supérieures de la Sierra de Espuña p.516

168. Coupes structurales interprétaives de la Sierra de Espuñā p.523  
169. Coupes sériées dans les unités de base de la Sierra de Espuñā p.527

CHAPITRE XVII : ETUDE TECTONIQUE DE LA "ZONE-LIMITE"  
DU RIO DE PLIEGO

170. Coupes de la "zone-limite" du Rio de Pliego p.544  
171. Coupe structurale interprétative de la "zone-limite"  
du Rio de Pliego p.548  
172. Profil au travers de l'unité de Mula p.552  
173. Les différentes phases tectoniques ayant affecté la "zone-  
limite" du Rio de Pliego p.552

CHAPITRE XVIII : CONCLUSIONS A L'ETUDE TECTONIQUE

174. Types de sédimentation dans les différentes zones; grands  
traits paléogéographiques p.557  
175. Evolution tectonique schématique des différentes zones sur  
la transversale de la Sierra de Espuñā p.564  
176. Coupes des Cordillères bétiques au N de la Sierra de Espuñā p.566

CHAPITRE XIX : HISTOIRE GEOLOGIQUE .

177. Structure interprétative des Cordillères bétiques p.591

T A B L E    D E S   M A T I E R E S   G E N E R A L E



AVANT-PROPOS

CHAPITRE I        INTRODUCTION ET GENERALITES

1. INTRODUCTION	2
2. GENERALITES	7

CHAPITRE II        LE PERMO-TRIAS

1. INTRODUCTION	20
2. HISTORIQUE	20
3. SERIE PERMO-TRIASIQUE ET "PALEOZOIQUE (?) DE L'UNITE ALPUJARRIDE DE LOS MOLINOS	22
4. LE PERMO-TRIAS DE LA SIERRA DE ESPAÑA	25
5. LE TRIAS SUBBETIQUE	52

CHAPITRE III        LE JURASSIQUE

1. INTRODUCTION	68
2. HISTORIQUE	69
3. JURASSIQUE DES TEMOINS SUBBETIQUES LES PLUS SEPTENTRIONAUX ET DE L'UNITE DE LOS RAMELES	70
4. JURASSIQUE DE L'UNITE DE LA LOMA DE SOLANA	73
5. JURASSIQUE DE L'UNITE DE LA SIERRRECICA DE LAS CABRAS	90
6. JURASSIQUE DE L'UNITE DE        BURETE	92
7. CONCLUSIONS SUR LES SERIES JURASSIQUES SEPTEN- TRIONALES	96
8. JURASSIQUE DE L'UNITE DU CHARCO	97
9. JURASSIQUE DES UNITES DE LA SIERRA DE RICOTE	105
10. JURASSIQUE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE	120
11. LES ROCHES ERUPTIVES DU JURASSIQUE DU SUBBE- TIQUE	130

12. JURASSIQUE DU BETIQUE DE MALAGA DE LA SIERRA DE ESPUÑA	138
13. ETUDE DES FACIES ROUGES DU SUBBETIQUE	156
14. PROBLEME DES SEDIMENTS SILICEUX ET CALCAIRES DU SUBBETIQUE MEDIAN	158
15. CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE DU JURASSIQUE	160

#### CHAPITRE IV LE CRETACE

1. INTRODUCTION	168
2. CRETACE DU PREBETIQUE <u>S.S.</u>	169
3. CRETACE DU PREBETIQUE INTERNE	176
4. CRETACE SUBBETIQUE	190
5. CRETACE DU BETIQUE DE MALAGA	220
6. CONCLUSIONS GENERALES	232

#### CHAPITRE V L'EOCENE

1. INTRODUCTION-GENERALITES-HISTORIQUE	236
2. EOCENE DU DOMAINE PREBETIQUE <u>S.S.</u>	238
3. EOCENE DE LA SERIE INTERMEDIAIRE DE LA PUERTA PREBETIQUE INTERNE	244
4. EOCENE DU SUBBETIQUE EXTERNE	250
5. EOCENE DU SUBBETIQUE INTERNE	264
6. EOCENE DE L'UNITE DU CALVILLO	273
7. EOCENE DES MALAGUIDES	276
8. CONCLUSIONS GENERALES	302

#### CHAPITRE VI L'OLIGOCENE et L'"AQUITANIEN"

1. INTRODUCTION ET GENERALITES	306
2. OLIGOCENE DU DOMAINE PREBETIQUE	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" AU N DE LA SIERRA DE ESPUÑA	
7. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES SUR L'OLIGOCENE ET L'"AQUITANIEN" DE LA "ZONE-LIMITE"	342
8. CONCLUSIONS GENERALES SUR L'OLIGOCENE ET L'"AQUITANIEN"	344

## CHAPITRE VII LE MIOCENE

1. INTRODUCTION	346
2. DEFINITIONS PALEONTOLOGIQUES	348
3. LE MIOCENE INFERIEUR	351
4. LE MIOCENE SUPERIEUR	359

## ETUDE TECTONIQUE

### CHAPITRE VIII INTRODUCTION ET GENERALITES

1. HISTORIQUE ET GENERALITES	366
2. LES GRANDS ENSEMBLES TECTONIQUES DE L'OUEST DE LA PROVINCE DE MURCIE	368

### CHAPITRE IX ETUDE TECTONIQUE DU PREBETIQUE S.S.

1. INTRODUCTION	374
2. LES MONTAGNES SITUEES AU NE DE CALASPARRA	374
3. LES MONTAGNES SITU ES AU NW DE CALASPARRA	375
4. LE PREBETIQUE AU S DU RIO SEGURA	376
5. CONCLUSIONS	380

### CHAPITRE X ETUDE TECTONIQUE DU PREBETIQUE INTERNE

1. INTRODUCTION	382
2. LE PREBETIQUE INTERNE DANS LA SIERRA DE LA PUERTA	383
3. LE PREBETIQUE INTERNE A L'W DE CALASPARRA	384
4. LE PREBETIQUE INTERNE EN FENETRE SOUS LE SUBBETIQUE	385
5. CONCLUSIONS	386

### CHAPITRE XI ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DE LOS RAMELES

1. HISTORIQUE ET INTRODUCTION	390
2. L'UNITE DE LOS RAMELES DANS LA ZONE DU PANTANO DE QUIPAR	391
3. L'UNITE DE LOS RAMELES A L'E DU PANTANO DE QUIPAR	393
4. CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE L'UNITE DE LOS RAMELES	400
5. PARTIE MERIDIONALE DE L'UNITE DE LOS RAMELES	400
6. CONCLUSIONS A L'ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DE LOS RAMELES	406



CHAPITRE XII	ETUDE TECTONIQUE DES UNITES DE LA LOMA DE SOLANA ET DE LA SIERRRECICA DE LAS CABRAS	
1.	INTRODUCTION	408
2.	LA SIERRA DE LA PEÑA RUBIA	408
3.	LA SIERRA DE QUIPAR	413
4.	CONCLUSIONS GENERALES	425
CHAPITRE XIII	ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE BURETE : LES UNITES DE BURETE ET DU CHARCO	
1.	INTRODUCTION	428
2.	LES DEUX UNITES DE LA SIERRA DE BURETE	429
3.	LIMITES SEPTENTRIONALES DE LA SIERRA DE BURETE	432
4.	CONCLUSIONS	433
CHAPITRE XIV	ETUDE TECTONIQUE DU SUBBETIQUE INTERNE ENTRE LE SIERRA DE BURETE AU N ET LA SIERRA DE ESPUÑA AU S	
1.	INTRODUCTION	436
2.	GENERALITES SUR L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE	436
3.	PARTIE SEPTENTRIONALE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE	438
4.	PARTIE MEDIANE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE	444
5.	PARTIE MERIDIONALE DE L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE	447
6.	LE SUBBETIQUE AU CONTACT DE LA "ZONE-LIMITE" DU RIO DE PLIEGO	451
7.	LA ZONE DE LOS GAVILANES	460
8.	LA REGION DE LA PACA	467
9.	CONCLUSIONS TECTONIQUES SUR L'UNITE DE LA SIERRA DE PONCE	470
CHAPITRE XV	ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE RICOTE	
1.	INTRODUCTION	472
2.	RELATIONS DES UNITES DE LA SIERRA DE RICOTE AVEC LEUR ENVE- LOPPE MARNEUSE ORIENTALE	475
3.	RELATIONS AVEC LES RELIEFS DE LA SIERRA DEL LLORO	483
4.	LES DIFFERENTES UNITES TECTONIQUES DE LA SIERRA DE RICOTE	491
5.	CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE RICOTE ET DE SES ABORDS IMMEDIATS	498

CHAPITRE XVI ETUDE TECTONIQUE DE LA SIERRA DE ESPUÑA

1. INTRODUCTION ET GENERALITES	502
2. ETUDE TECTONIQUE DE L'UNITE DU MORROM DE TOTANA	507
3. LES UNITES SUPERIEURES DE LA SIERRA DE ESPUÑA	515
4. LES UNITES A MATERIEL PERMO-TRIASIQUE DE LA SIERRA DE ESPUÑA	522
5. CONCLUSIONS GENERALES SUR LA TECTONIQUE DE LA SIERRA DE ESPUÑA	534

CHAPITRE XVII ETUDE TECTONIQUE DE LA "ZONE-LIMITE" DU RIO DE PLIEGO

1. INTRODUCTION	542
2. ETUDE DES COUPES REPRESENTATIVES DE LA "ZONE-LIMITE"	543
3. GRANDS TRAITES TECTONIQUE DE LA "ZONE-LIMITE"	546
4. ETUDE DE L'UNITE DU CALVILLO	549
5. ETUDE DE L'UNITE DE MULA	550
6. DIFFERENTES ETAPES OROGENIQUES DE LA "ZONE-LIMITE" DU RIO DE PLIEGO	552

CHAPITRE XVIII CONCLUSIONS A L'ETUDE TECTONIQUE

1. LES DIFFERENTES PHASES TECTONIQUES	556
2. CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE TECTONIQUE	564

C O N C L U S I O N S    G E N E R A L E S

CHAPITRE XIX	HISTOIRE GEOLOGIQUE DES CORDILLERES BÉTIQUES DANS L'OUEST DE LA PROVINCE DE MURCIE	580
--------------	---	-----

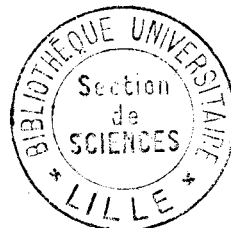
BIBLIOGRAPHIE

PLANCHES

INDEX MICROPALÉONTOLOGIQUE

INDEX GÉOGRAPHIQUE

LISTE DES FIGURES



I à XII

XIII à XXXIII

XXXIV à XLVII

XLIX à LVI

LVII à LXV

S E C O N D E    T H E S E

-----  
Propositions données par la Faculté

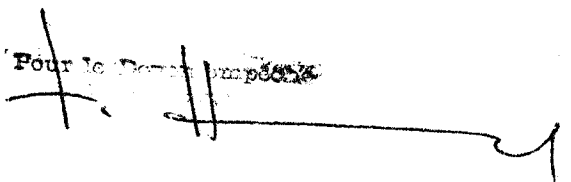
-----

"Rabotage basal" dans l'ouest de la Province de Murcie  
Espagne.

Vu et approuvé

Lille, le 11 Septembre 1967

Le Doyen de la Faculté des Sciences  
de Lille ,

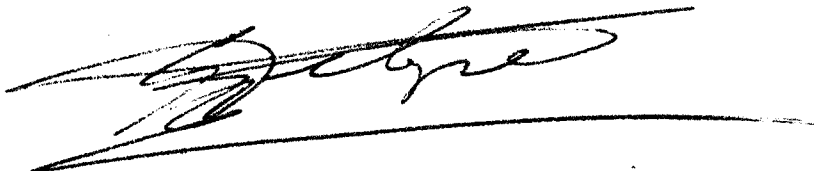
Pour le Doyen 

J. HEUBEL

Vu et permis d'imprimer

Lille, le 14 SEPT. 1967

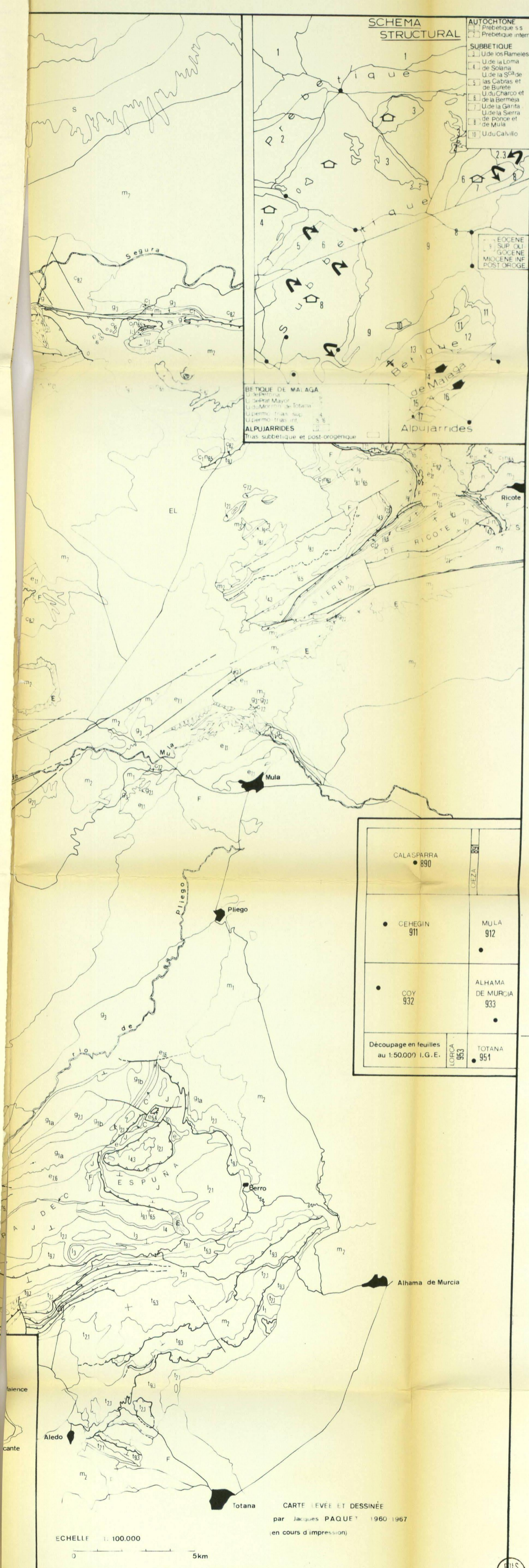
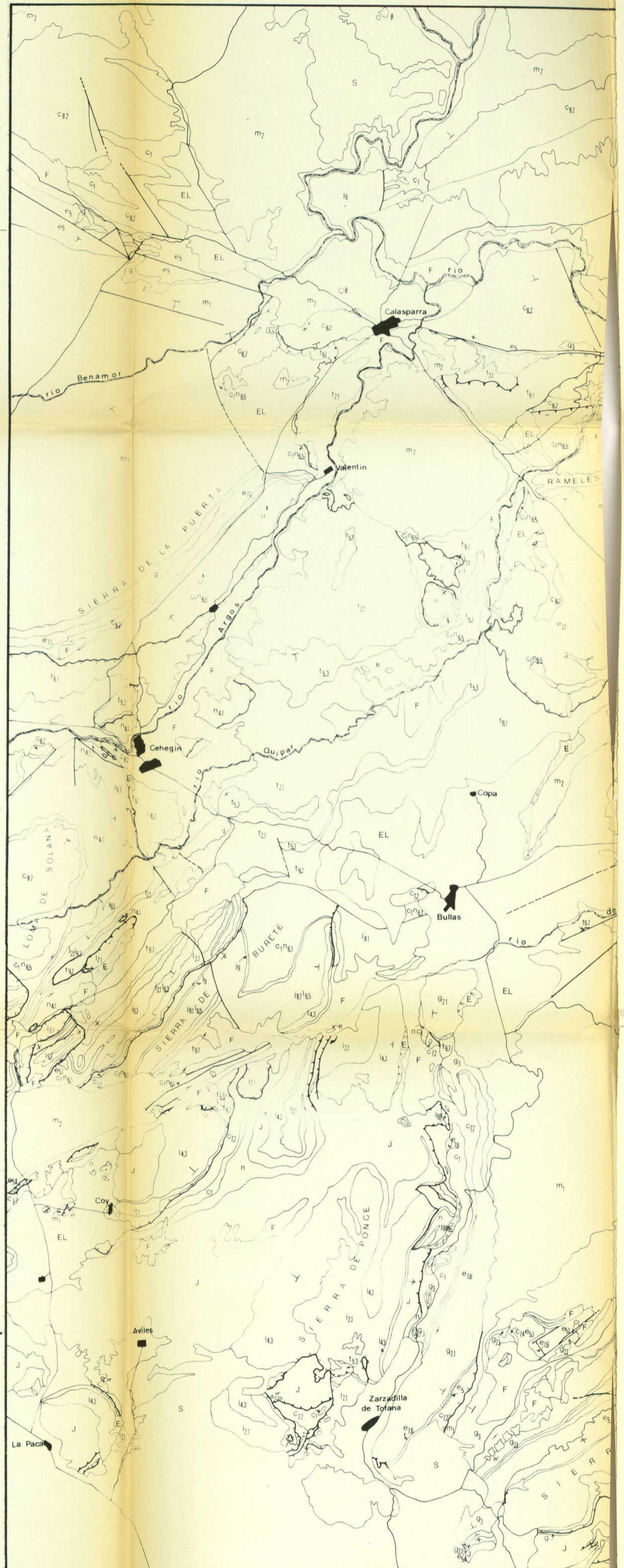
Le Recteur de l'Académie de Lille ,

  
G. DEBEYRE

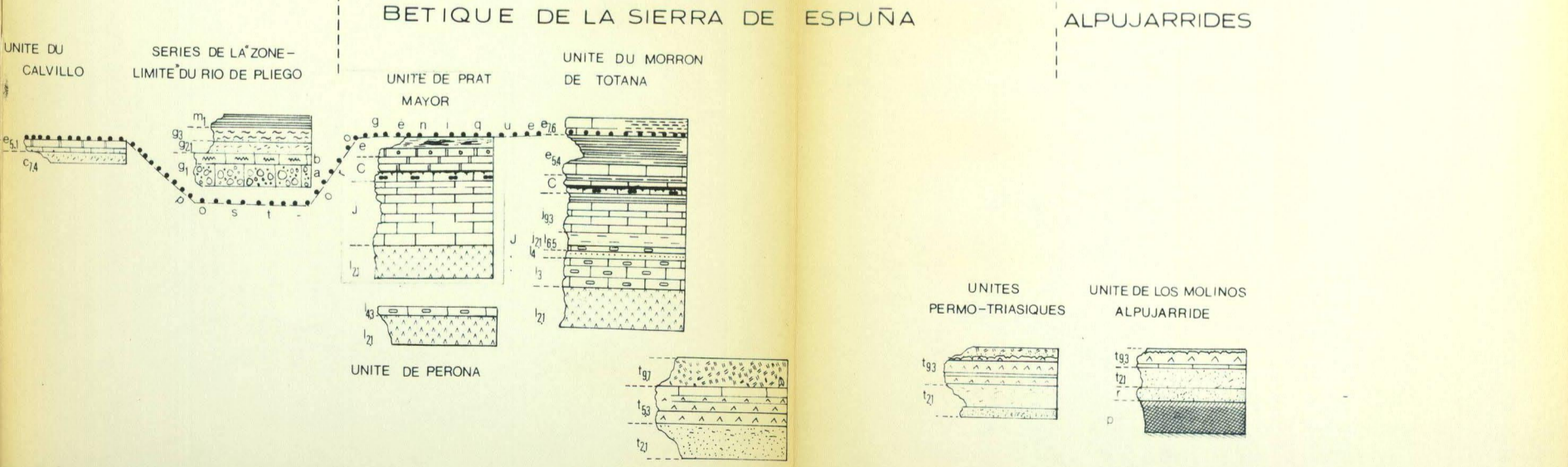
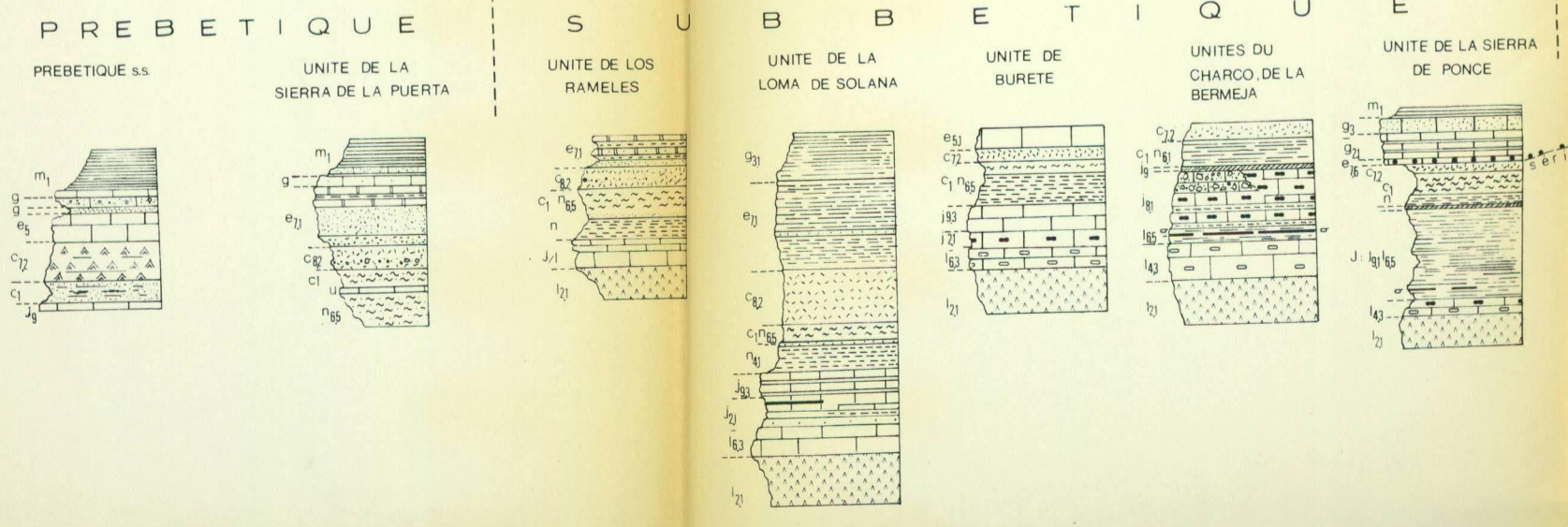
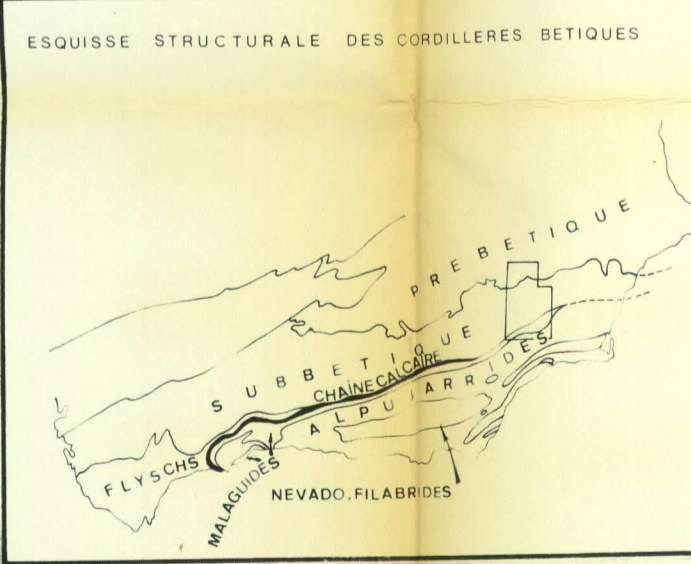
CARTE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA PROVINCE DE MURCIE ESPAGNE NE

50376  
1967  
42-2

- F alluvions (t : travertin)
- EA éboulis
- S surface d'érosion indurée
- EL alluvions
- m<sub>1</sub> PONTIEN : marnes rouges à gypse
- m<sub>2</sub> Tortonien : marnes gréseuses grises argiles blanches de décalcification provenant des marnes tortoniennes
- m<sub>3</sub> HELVETIEN : calcaires molassiques à débris d'ostrea crassissima
- OB Fortunite
- PREBETIQUE AUTOCHTONE
- Prébétique s.s.
- m<sub>4</sub> BURDIGALIEN : marnes blanches et calcaires marno-gréseux gris
- m<sub>5</sub> OLIGO-MIOCENE : conglomérats et calcaires molassiques de la Sierra del Molino "AQUITANEN"
- m<sub>6</sub> Oligocène : marnes rouges continentales
- m<sub>7</sub> EOCENE MOYEN : calcaires détritiques
- m<sub>8</sub> CRETACE SUPERIEUR : dolomies claires, calcaires, dolomies à Orbitolines (Vraconien)
- m<sub>9</sub> ALBIEN : marnes et grès continentaux de faciès Utrillas
- m<sub>10</sub> PORTLANDIEN : calcaires à Miliolites
- \*Unité intermédiaire de la Puerta
- m<sub>11</sub> BURDIGALIEN : marnes blanches et calcaires gréseux gris
- m<sub>12</sub> Oligocène : calcaires légèrement gréseux
- m<sub>13</sub> EOCENE COMPLET : sables, grès et calcaires détritiques (YPRESIEN) gréseux très épais
- m<sub>14</sub> CRETACE SUPERIEUR : marnes et marno-calcaires (conglomérats calcaires au SENONIEN inférieur)
- m<sub>15</sub> ALBO-APTIEN : marnes sableuses (calcaires à Orbitolines de faciès URGO-NIEN)
- SUBBETIQUE
- Unité de los Rameles
- m<sub>16</sub> EOCENE COMPLET : marnes, calcaires et grès
- m<sub>17</sub> CRETACE SUPERIEUR COMPLET : marnes et marno-calcaires (grès conglomérats au SENONIEN inférieur)
- m<sub>18</sub> ALBO-APTIEN : marnes à Pyriteux (grès à l'APTIEN)
- m<sub>19</sub> NEOCOMIEN : marnes vertes
- m<sub>20</sub> JURASSIQUE : calcaires "ammonitico-rosso" tithoniques et calcaires jurassiques
- m<sub>21</sub> LIAS INFÉRIEUR : dolomies grises
- Unité de la Loma de Solana
- m<sub>22</sub> CRETACE SUPERIEUR : marnes et marno-calcaires très épais
- m<sub>23</sub> ALBO-APTIEN : marnes à Pyriteux
- m<sub>24</sub> NEOCOMIEN-BARBIEN : marnes et marno-calcaires à Pyriteux
- m<sub>25</sub> MALM COMPLET : calcaires "ammonitico-rosso"
- m<sub>26</sub> DOGGER-LIAS : calcaires à silex et calcaires oolitiques
- m<sub>27</sub> LIAS INFÉRIEUR : dolomies grises
- Unité de la Sierra de las Cabras, Unité de Burete
- m<sub>28</sub> EOCENE INFÉRIEUR ET MOYEN : calcaires réduits (conglomérats)
- m<sub>29</sub> CRETACE SUPERIEUR : marno-calcaires rouges
- m<sub>30</sub> CRETACE INFÉRIEUR : marnes et marno-calcaires gris-vert
- m<sub>31</sub> MALM : calcaires "ammonitico-rosso"
- m<sub>32</sub> DOGGER-LIAS : calcaires à silex et calcaires oolitiques
- m<sub>33</sub> LIAS INFÉRIEUR : dolomies grises
- Unités du Charco, de la Berseja et de la Garita
- m<sub>34</sub> CRETACE SUPERIEUR : marno-calcaires
- m<sub>35</sub> CRETACE INFÉRIEUR : marnes vertes
- m<sub>36</sub> TITHONIQUE : "ammonitico-rosso" marneux
- m<sub>37</sub> DOGGER-MALM : Calcaires à silex (Charco) calcaires et radiolarites (Berseja et Garita) et marnes
- m<sub>38</sub> roche éruptive verte de la limite AALENIEN-DOGGER
- m<sub>39</sub> LIAS : calcaires pélagiques
- m<sub>40</sub> LIAS INFÉRIEUR : dolomies grises
- Unités de la Sierra de Ponce et de Mezquitas
- m<sub>41</sub> "AQUITANEN" : calcaires molassiques à Lépidocyclines et Miogypsinidés
- m<sub>42</sub> Oligocène : calcaires à Lépidocyclines calcaires marneux à odeur fétide et marnes grises
- m<sub>43</sub> EOCENE COMPLET de MULA : calcaires, marnes
- m<sub>44</sub> EOCENE SUPERIEUR : calcaires à Algues
- m<sub>45</sub> CRETACE SUPERIEUR : marnes
- m<sub>46</sub> ALBIEN : marnes vert-foncé
- m<sub>47</sub> CRETACE INFÉRIEUR : marnes vertes
- m<sub>48</sub> TOARCIEN-AALENIEN-DOGGER-MALM : marnes et marno-calcaires ("ammonitico-rosso") marneux TITHONIQUE ou calcaires rouges au KIMERICIEN-TITHONIQUE



- LIAS MOYEN : calcaires peu épais, gréseux au Domérien
- LIAS INFÉRIEUR : dolomies grises
- TRIAS SUBBETIQUE
- KEUPER / marnes bigarrées à gypse, cargneules et dolomies
- MESELIAN : calcaires à Vernicolites et dolomies minéralisées
- BUNTSANDSTEIN : grès et marnes gréseuses, gypse au sommet
- "ZONA-LIMITES" DU RIO DE PLIEGO
- SUBBETIQUE : marnes vertes
- "AQUITANEN" : marnes rouges très détritiques, conglomératiques à la base, marnes rouges
- BUNTSANDSTEIN : grès et marnes gréseuses, gypse au sommet
- Unité du Calvillo
- EOCENE SUPERIEUR post-orogénique : calcaires et marnes
- EOCENE INFÉRIEUR ET MOYEN : calcaires conglomératiques et calcaires à débris
- CRETACE SUPERIEUR : marnes et calcaires marneux à silex
- BETIQUE DE LA SIERRA DE ESPAÑA
- Unité de Perona
- LIAS MOYEN ET INF. : calcaires oolitiques (PLUMESAGHIEI gréseux)
- LIAS INFÉRIEUR : dolomies grises
- Unité de Prat Mayor
- EOCENE SUPERIEUR ET MOYEN : grès micro-conglomératiques et marnes sableuses, argiles à lignite lutéliennes
- CRETACE : . supérieur : calcaires peu épais (niveau conglomératiques cimentés Microcodium au sommet);
- ALBIEN : marnes glauconieuses en remplissage karstique
- NEOCOMIEN : calcaires à silex
- JURASSIQUE : calcaires
- LIAS INFÉRIEUR : dolomies grises
- KEUPER : grès et gypse
- Unité du Morron de Totana
- EOCENE SUPERIEUR cont. ALENIEN : conglomérats quartzeux, calcaires post-orogénique
- LUTETIEN-ALBIEN : calcaires marno-gréseux et marnes gréseuses à Rummelites, calcaires à Alvéolines
- CRETACE : . supérieur réduit : calcaires et marnes
- ALBIEN : marnes sableuses glauconieuses en remplissage karstique
- NEOCOMIEN : calcaires à silex
- JURASSIQUE ind. : calcaires
- ALM-DOGGER : calcaires
- DOMERIEN : calcaires gréseux ferrugineux à Ammonites et Brachiopodes
- LIAS : calcaires oolitiques
- LIAS INFÉRIEUR : dolomies grises
- KEUPER : marnes vertes à gypse
- MESSELIAN : dolomies noires (à silex) et calcaires à Vernicolites
- BUNTSANDSTEIN : grès et marnes gréseuses conglomérats, gypse au sommet
- Unité marno-triasiques intermédiaires "KEUPER" et "MESSELIAN" : quelques marnes de marnes à gypse sur dolomies sombres et calcaires en petits bancs
- BUNTSANDSTEIN : grès et marnes gréseuses
- Unité de los Molinos (Alpujarried)
- "KEUPER" et "MESSELIAN" : dolomies cristallines sombres
- BUNTSANDSTEIN : argiles phylliteuses et grès
- PERMIEN ? : grès-quartzites vert
- PALEOZOÏQUE : phyllites violacées



- Contact stratigraphique
- Faule verticale
- Contact anormal de décollement à l'intérieur d'une série donnée
- Contact anormal séparant deux séries différentes ou contact anormal important dans une même série
- La pente des chevrons est dirigée vers l'unité chevauchante
- Pendages : 15 à 30° x séries inverses
- 30 à 50°
- 50 à 80°
- SYMBOLS DU SCHEMA STRUCTURAL
- Sens des déplacements : Charriage vers le N et le NW
- Retrochevauchements dirigés vers le SE ou vers l'E,SE
- sens apparent des chevauchements dans les unités du Bétique de Malaga
- renversement frontal du Bétique de Malaga
- Accidents verticaux

CARTE LEVÉE ET DESSINÉE par Jacques PAQUE 1960-1967 (en cours d'impression)

ECHELLE 1:100.000