N° d'enregistrement au CNRS : A.O. 6343

THÈSE

de Doctorat ès Sciences Naturelles présentée à

L'UNIVERSITÉ DE PARIS VI

par

Alain FOUCAULT

pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DES ENVIRONS DES SOURCES DU GUADALQUIVIR

(Provinces de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale)

soutenue le 11 décembre 1971 devant la commission d'examen

MM. J. AUBOUIN.......Président
M. DURAND DELGA....Rapporteur
F. ELLENBERGER.....Examinateur
J.-M. FONTBOTÉ......Examinateur
R. ENAY.....Examinateur



C H A P I T R E VII

L E P R E B E T I Q U E



C H A P I T R E VII

LE PREBETIQUE



I : LES COLLINES DE CHILLUEVAR.-

Les collines de Chilluevar s'étendent du Rio de la Vega à l'W, à la Sierra de Cazorla, à l'E, qui les domine nettement dans la topographie (Cerro Albardas, 1400 m).

Une excellente coupe, presque tranversale, en est donnée par la vallée du Rio de Cañamares, puis par un de ses affluents : l'Arroyo de la Vacarizuela. C'est cet itinéraire qui nous servira de guide, mais il sera parfois nécessaire de s'en écarter pour suivre l'évolution des structures.

A) LA VALLEE DU RIO DE CAÑAMARES.

A son confluent avec le Rio de la Vega, le Rio de Cañamares coule dans les marnes du Miocène moyen-supérieur. Si l'on remonte son cours pendant l km environ, on rencontre, au Molino de Cañamares, une barre de calcaires gréseux à Mélobésiées qui plonge à une vingtaine de degrés vers le NE, et semble intercalée dans les marnes blanches miocènes. On en rencontre d'autres tout à fait semblables d'une part à 400 m et d'autre part à 2,5 km en amont, également intercalées dans les marnes miocènes. En dehors du Rio de Cañamares, des bancs de même nature se retrouvent vers Chilluevar et l'une d'entre elle sert d'appui à ce village.

Il est vraisemblable qu'il s'agit là non de barres différentes, ce qui nous obligerait à admettre une épaisseur de l'ordre du kilomètre pour ce Miocène, mais de la répétition tectonique de la même barre. Sur la rive droite du Rio Cañamares, on observe, en effet, (fig. 137) que la barre située le plus en aval se dédouble. Vers le SW, elle présente un plongement fort et sépare les marnes blanches miocènes de marnes grises et jaunâtres tachées de rouille qui sont à rapporter, par leur faciès, au Crétacé.

Au contact de ces dernières, vers le SW, la barre calcaire présente un faciès sableux à très grosses huîtres. Tout semble indiquer que la barre calcaire est transgressive sur les marnes jaunâtres et qu'elle est en position tectonique renversée. Quelques mètres vers le NE, la barre se retrouve en position normale sur les marnes crétacées et sous les marnes miocènes. Ici, il est donc net que la barre apparaît en anticlinal au sein des marnes miocènes. L'observation est locale, mais il est probable que toutes les barres de calcaire à Mélobésiées sont rendues apparentes par un processus analogue s'exagérant en écaillage.

La barre de calcaires du Miocène inférieur s'est donc souvent désolidarisée de son substratum de marnes sableuses dolomitiques crétacées. Cela ne doit pas étonner car, dans un complexe essentiellement plastique, elle introduit un élément de discontinuité notable.

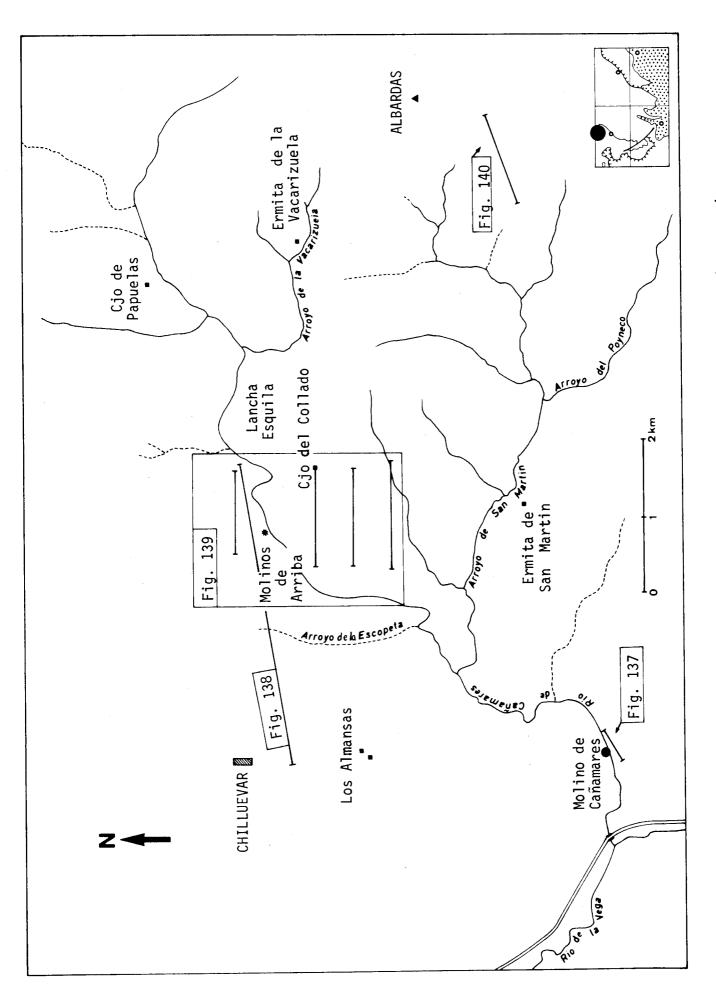
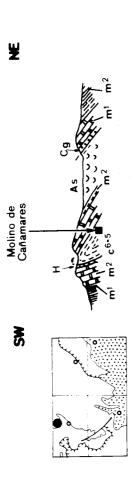


Fig. 136 : Les collines de Chilluevar : situation géographique et emplacement des figures suivantes.



(C. 10) Fig. 137 : Coupe au Molino de Cañamares, dans la vallée du Rio du même nom.

c 6-5 : marnes grises et jaunâtres (Crétacé ?)

: con-: calcaire gréseux à Mélobésiées. H : niveau sableux à grosses Huîtres. Cg Ħ

glomérat polygénique à galets calcaires.

m 2 : marnes grises miocènes. As : marnes solifluées.

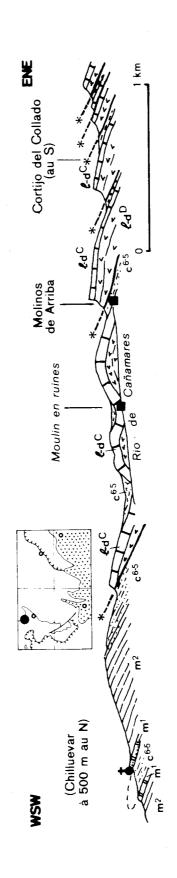


Fig. 138 : Coupe des collines entre Chilluevar et Lancha Esquila, pour partie dans la vallée du de Cañamares (A.10-13).

 ℓ -dD : dolomies attribuées au Lias (et au Dogger ?), ℓ -dC : calcaires attribués au Lias (et au Dogger ?), c6-5 : dolomies sableuses de l'Aptien-Albien (?), ml : conglomérats et calcaires du Miocène inférieur, m2 : marnes du Miocène moyen. En continuant à remonter le Rio Camamares jusqu'au coude situé à 3 km au SSE de Chilluevar, on aborde une région où affleurent, en un vaste anticlinorium, des termes du Crétacé inférieur (marnes sableuses dolomitiques) et du Jurassique inférieur-moyen (dolomies et calcaires blancs).

Ce dernier apparaît à la faveur d'anticlinaux plus ou moins déversés vers l'Ouest ou d'écailles chevauchant dans le même sens.

Une bonne coupe de ces structures est donnée par la vallée du Rio de Cañamares, jusqu'au droit du Cortijo del Collado (fig. 138).

Le chevauchement des calcaires et dolomies jurassiques sur les marnes sableuses dolomitiques crétacées y apparaît particulièrement net, sans doute à cause de la profondeur de l'entaille creusée par le fleuve. C'est le cas pour la barre calcaire qui affleure à l'Est de l'Arroyo de la Escopeta et pour celles qui forment plusieurs falaises, de franchissement parfois difficile, entre les Molinos de Arriba et Lancha Esquila.

Si l'on va chercher vers le Sud la terminaison de ces accidents (fig. 139), on observe, pour chacun d'entre eux, une fermeture anticlinale fort nette. On a donc l'impression qu'en ces points, le chevauchement s'annule en s'enracinant axialement au sein d'un anticlinal. On se trouverait en présence de plifailles, structures communes dans les régions subalpines par exemple. Mais, alors que dans les accidents de ce type l'enracinement axial se fait nettement en arrière du front de chevauchement, ce qui est bien compréhensible, il en va tout autrement dans la région qui nous occupe où l'enracinement se produit plus en avant que l'endroit où le chevauchement est observable (1).

Ceci semble contradictoire si l'on ne fait intervenir que la position en plan des affleurements. Mais si l'on fait appel à leur situation dans l'espace, on constate que c'est au fond de la vallée que les chevauchements sont les plus nets. Lorsqu'ils paraissent s'amortir, c'est, vers le Sud, lorqu'on monte dans la topographie. On est conduit à penser que le creusement de la rivière a mis à nu une écaille possédant à son front, une allure anticlinale, et enveloppée de toutes parts par une série relativement plastique, incapable de présenter une structure cassante. C'est cette interprétation que nous avons représentée (fig. 137). On comprend que, suivant le degré d'avancement de l'érosion, le plan du contact anormal, d'abord invisible, apparaisse et recule de plus en plus, laissant, sur les côtés, des terminaisons périclinales avancées. Cette structure, explicable par un phénomène de disharmonie, rappelle les écailles intercutanées de P. Fallot (1949).

En poursuivant vers l'Est notre coupe des collines de Chilluevar, il nous faut maintenant abandonner le Rio Canamares dont la vallée remonte vers le Nord sur la Feuille de Villacarrillo.

^{(1).} Pour des accidents du type de ceux du Rio Canamares, mais qu'il a observé dans les Alpes méridionales, J. Aubouin (1963, BSGF 5, p. 759, ligne5), a employé le terme de chevauchement à enracinement axial avancé, un exemple typique en est décrit près du lac de Garde par J. Cadet (D.E.S. Paris 1964, inédit, et B.S.G.F., 1965, (7), VII, p. 160).

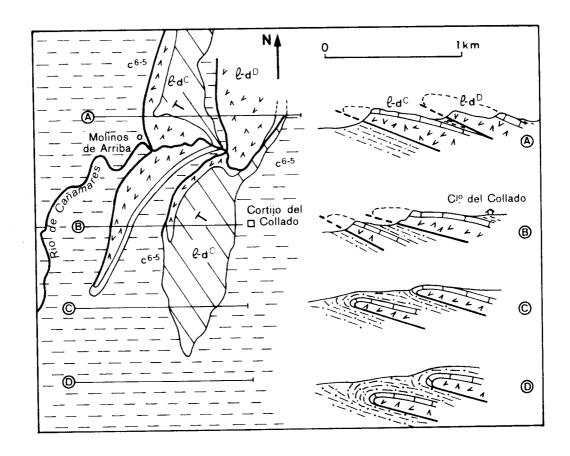
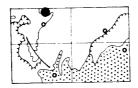


Fig. 139 : Les écailles à enracinement frontal des Molinos de Arriba (A.12).

ℓ-dD : dolomies rapportées au Lias-Dogger

 ℓ -dC : calcaires rapportés "

c6-5 : dolomies marneuses et sableuses de l'Aptien-Albien (?)



Après avoir traversé la cluse de Lancha Esquila, si l'on emprunte l'Arroyo de la Vacarizuela, on s'aperçoit que le Jurassique cesse d'affleurer, laissant la place aux sédiments crétacés et tertiaires.

Une autre constatation intéressante, car elle explique en partie les structures qu'on va voir, c'est l'évolution lithologique du Crétacé (Aptien-Albien probable). A l'W du méridien de l'Ermitage de la Vacarizuela, il était représenté par un ensemble de marnes dolomitiques plus ou moins sableuses ne présentant aucune résistance tectonique. Mais, en allant vers l'Est, on assiste au remplacement progressif de ces faciès par des dolomies sableuses cohérentes beaucoup plus rigides, qui induisent un style tout à fait différent. Ceci se constate en particulier au niveau des terrains miocènes qui vont dessiner des plis de plus en plus couchés vers l'W à mesure qu'on s'approche de la Sierra de Cazorla. Sur le flanc ouest de la Sierra de Cazorla, on observe des répétitions du Crétacé et du Miocène (fig. 140) qui forment des écailles ou des plis couchés aux flancs inverses plus ou moins laminés.

B) L'ENNOIEMENT VERS LE SUD DE L'ANTICLINORIUM DES COLLINES DE CHILLUEVAR.-

Si l'on progresse vers le Sud, on assiste à un ennoiement des plis des collines de Chilluevar qui disparaissent les uns après les autres sous le Miocène de la plaine du Moyen Guadalquivir.
On peut distinguer, dans cette région d'abaissement d'axe, deux portions de style différent.

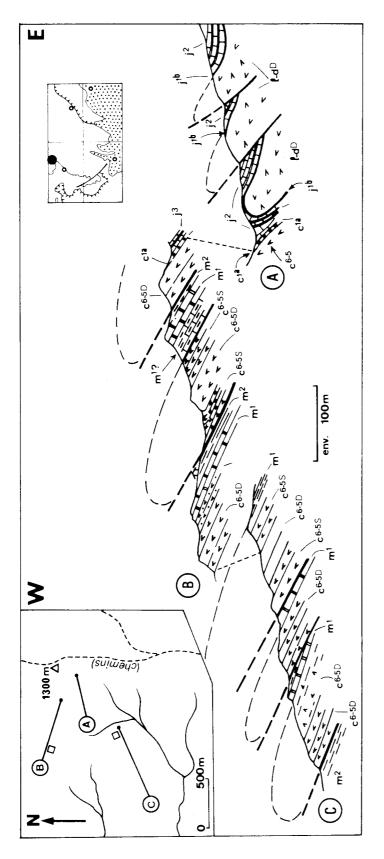
l°) <u>Sur la rive gauche de l'Arroyo de San Martin</u>, le contact entre les marnes dolomitiques crétacées, et les marnes miocènes, jalonné par un banc discontinu de calcaire miocène, ne montre pas de plis importants mais présente un faible pendage général vers le SSW. Ceci souligne le caractère intercutané des structures tectoniques du Rio Cañamares, étudiées plus haut (voir fig. 139) qui ne se poursuivent pas dans la couverture marneuse sus-jacente. Un petit affleurement de calcaires jurassiques, nettement extrusifs, existe d'ailleurs au fond de l'Arroyo de San Martin à l'Est de l'Ermitage qui porte ce nom (1).

L'épaisseur de la couverture crétacée qui l'enveloppe, de l'ordre de 150 m, suffit pour que puisse s'y amortir cette écaille du substratum juras-sique.

2°) Arroyo del Pozuelo et Sud de l'Ermitage de la Vacarizuela.

La base du Miocène est ici violemment plissée certainement pour une grande part à cause de l'évolution des faciès du Crétacé qui, comme nous

^{(1).} Cet affleurement supporte un pont de pierre destiné au passage d'une route encore à l'état de projet et qui doit joindre Santo Tomé et Borrunchel.



la Sierra à la limite entre les collines de Chilluevar et de Cazorla. Le sommet coté 1300 m est situé à 600 m au SSW de l'Albardas. Fig. 140 : Coupe au SW de l'Albardas,

 $1-d^D$: dolomies du Lias-Dogger , la : calcaires noduleux rouges de l'Oxfordien supérieur ,

marnes vertes à oolithes ferrugineuses et brèches polychromes (Berriasien ? et ? Portlandien p.p.).

marno-calcaire gris (Oxfordien terminal-Kimméridgien)

c 6-5D dolomies brunes (Aptien-Albien ?)

sables dolomitiques marneux, blancs, roses ou verts (Aptien-Albien ?)

calcaires à Amphistégines et Mélobésiées (Miocène inférieur) (m'? : calcaires bréchoïdes très blancs avec bancs de calcite macrocristalline)

m : marnes blanches (Miocène moyen)

l'avons dit devient plus rigide et moins épais.

C) LES PROLONGATIONS VERS LE NORD.

Les structures que nous venons de décrire se prolongent vers le Nord. Je ne les ai parcourues que rapidement (1).

On y reconnaît des zones synclinales où affleurent les sédiments tendres du Crétacé et du Miocène, encadrés par des masses dolomitiques et calcaires jurassiques qui présentent un style voisin de celui qu'on observe dans le Rio Cañamares.

Une route forestière, qui part de Mogón et se dirige vers le SE, permet d'avoir une idée de la structure de cette région. A Mogón se termine vers l'E le bassin miocène du Moyen Guadalquivir. Au bord de ce fleuve, commencent à affleurer les sables marneux dolomitiques colorés du Crétacé. En se dirigeant vers l'E, et jusqu'au droit du Vilchetes, on recoupe une succession de plis et d'écailles à plongement est intéressant le Jurassique et le Crétacé, et dont le détail reste à éclaircir. Ces écailles donnent souvent lieu à d'imposantes falaises tournées vers l'Ouest.

Sur le revers du Vilchetes, un trait structural important, est la présence d'un synclinal écaillé qui prolonge vers le N celui qu'on observe sur le tracé du Rio de Cañamares à l'E de Lancha Esquila (Cjo del Robledo, voir fig. 118).

P. Fallot (1928) qui avait parcouru cette région faisait se poursuivre cette écaille vers le NNE jusqu'à la boucle du Guadalquivir.

D) CONCLUSION.

L'étude des collines de Chilluevar nous donne d'intéressantes informations sur l'évolution des styles tectoniques en fonction de la nature de la série sédimentaire. Si l'on fait abstraction d'une composante à grand rayon de courbure qui se note par la présence d'un anticlinorium axé sur l'Ermita de San Martin, puis d'un synclinorium au niveau de l'Ermita de la Vacarizuela, enfin d'une remontée qui forme la Sierra de Cazorla, on observe une multitude de plis mineurs. Tous ces plis semblent commandés par un écaillage au niveau des dolomies et des calcaires du Jurassique.

- Pour expliquer ces dislocations profondes, il est nécessaire de faire

⁽¹⁾ Ces régions sont actuellement étudiées par M. A.C. LOPEZ GARRIDO (Le résultat de cette étude vient de paraître in "Tesis doctorales de la Universidad de Granada", Granada, 1971. {Note ajoutée en cours d'impression}).

intervenir des décollements entre le Jurassique et son substratum qui n'est jamais observable. Régionalement, le Trias, qui existe entre les dolomies du Jurassique et le socle paléozoique, et qui comporte du gypse à son sommet, permet effectivement d'envisager une telle hypothèse. Notons toutefois que ces niveaux n'ont pas été observés le long des dislocations où l'on pourraît attendre leur injection. Ceci peut s'expliquer, car la quantité de gypse qu'ils contiennent est réduite, si l'on juge du moins par ce qu'on en voit d'une part vers le NW, en s'approchant de la Sierra Morena, d'autre part vers l'E, dans la vallée du Haut Guadalquivir.

- Si la tectonique d'écailles du Jurassique est peu variable, celle de sa couverture présente au contraire des aspects divers.

Vers 1'W, où cette dernière est formée d'un ensemble de marnes sableuses dolomitiques et de marnes, elle ne réagit que peu aux sollicitations de son substratum qui forme, en son sein, des écailles intercutanées. Seul, le banc calcaire de la base du Miocène, pressé dans les marnes, se brise en esquilles extrusives probablement sans rapport direct avec la structure profonde.

Vers l'E, où la couverture devient progressivement plus rigide, elle ne peut que suivre son substratum et s'y adapter plus ou moins étroitement avec un style malgré tout relativement souple. On peut comparer cette adaptation à ce qu'il est classique d'appeler, à une autre échelle, après les études de M. Casteras dans les Pyrénées, la tectonique de revêtement.

Ces phénomènes, parfaitement visibles dans les collines de Chilluevar, vont se faire sentir dans toute la Sierra de Cazorla. Tous ne sont que les manifestations diverses des disharmonies qui peuvent exister entre des niveaux de propriétés mécaniques nettement différentes.

Les reliefs que nous avons étudiés avaient été traversés par P. Fallot (1928, 1945). Il avait cru voir une différence importante entre les styles tectoniques de deux régions :

- l°) Celle du Rio Cañamares, où il envisageait l'existence d'un vaste et unique anticlinal recouvert en discordance par le Miocène (anticlinal de la Vacarizuela), ce qui me semble inexact.
- 2°) Celle de la région située entre la Lancha Esquila et l'Albardas où il avait reconnu la structure écaillée que nous avons décrite. Il est à noter que, dans quelques cas, les dolomies qu'il attribue au Jurassique doivent très probablement être rapportées au Crétacé (par exemple celles citées au N de l'Albardas -n° 2 de la fig. 6, P. Fallot, 1945).

II : LA SIERRA DE CAZORLA.

Telle que nous la définissons, la Sierra de Cazorla forme un alignement montagneux large au maximum de 6 ou 7 km et long de 60 km et qui s'étend de la boucle du Guadalquivir, qui l'interromp au N, jusqu'au col de Tiscar qui la limite au S. Elle domine, à l'W la plaine du Guadalquivir et est longée, à l'E, par le haut cours de ce fleuve puis, entre les sources de celui-ci et Tiscar, par le synclinal qui est emprunté par le Barranco de la Cañada de La Fuentes et, plus au S, par le Barranco de Tiscar.

Ces montagnes se présentent comme des faisceaux de plis intéressant le Jurassique supérieur, le Crétacé et le Miocène, et au coeur desquels affleure le Jurassique inférieur calcaire et dolomitique qui montre un style en écailles.

De 1'W vers 1'E on distinguera :

Le faisceau de Cazorla le faisceau du Chorro le faisceau du Gilillo le faisceau du Viñuela

A) LE FAISCEAU DE CAZORLA.(fig. 141).

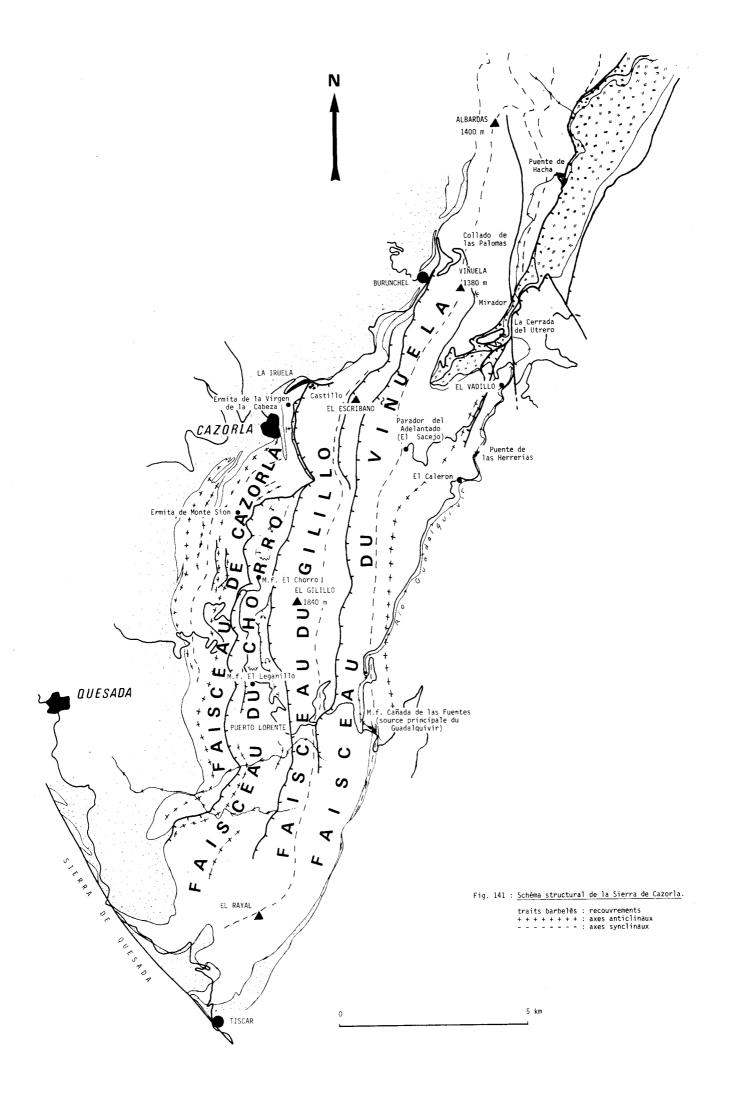
Le faisceau de Cazorla est long de 10 ou 11 km et large au maximum de 2. Il s'étend de Cazorla, au N à la Loma de Extremera, au S, et constitue le premier chaînon montagneux qu'on aborde en venant de l'W.

On y voit des plis orientés NNE-SSW qui peuvent être groupés en deux zones anticlinales principales séparées par un long synclinal de Miocène : la zone anticlinale de La Bola, à 1'W; celle de la Ermita de Monte Sion, à 1'E.

- Zone anticlinale de la Bola (fig. 144).

On n'y observe que du Crétacé marno-dolomitique et du Miocène (conglomérats puis calcaires et marnes).

L'ensemble se présente comme une cascade de petits plis (5 ou 6 sur la transversale de la Bola) dont l'ennoyage sous le Miocène marneux de la dépression de Peal de Becerro ne fait aucun doute. On en a une très belle vision depuis le flanc nord-ouest de la Loma del Castillo, à environ 1 km au SSW de Cazorla (fig.



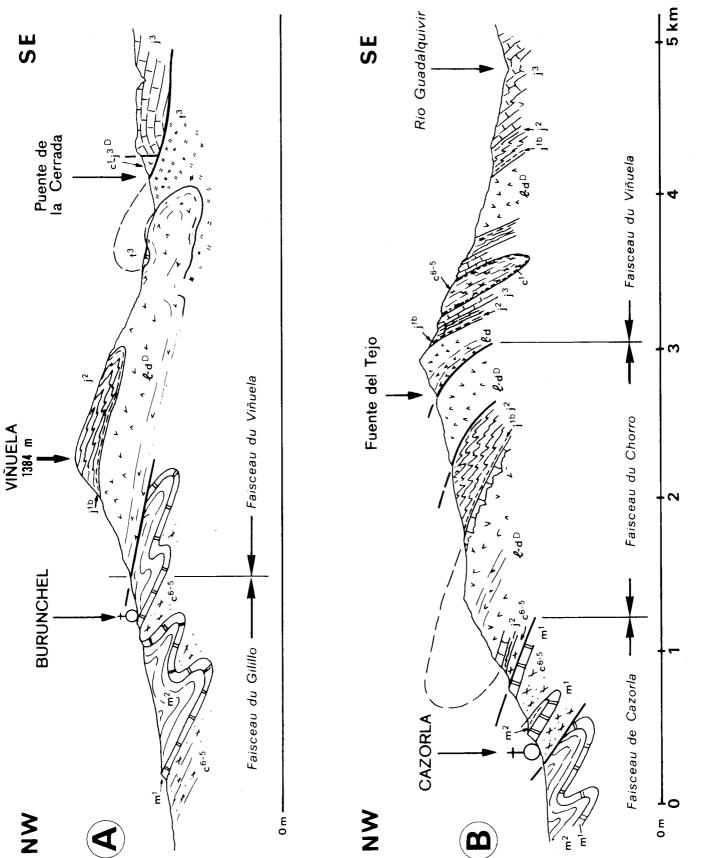


Fig. 142 : Coupes géologiques dans la partie nord de la Sierra de Cazorla (voir légende p. 445).

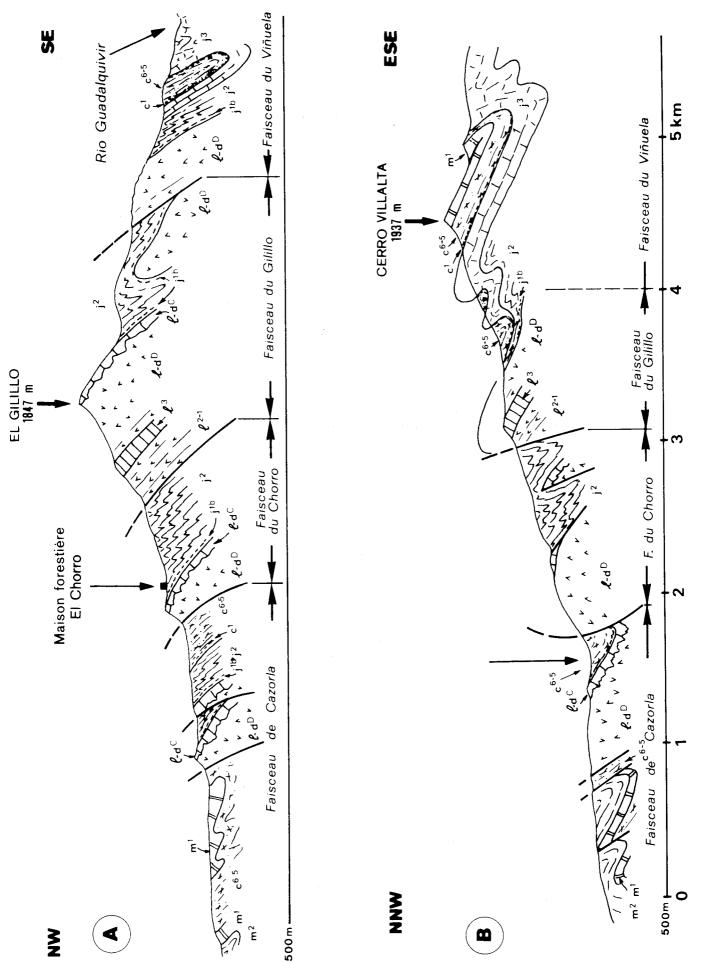


Fig. 143 : Coupes géologiques dans la partie sud de la Sierra de Cazorla (voir légende p. 445).

144) : les dos anticlinaux de calcaire miocène, déversés ou même renversés vers le NNW viennent, avec un faible plongement axial, disparaître vers le NNE sous les marnes du Miocène moyen près de l'Arroyo Gollino.

- Zone anticlinale de la Ermita de Monte Sion (fig. 145).

Dans cette zone anticlinale, le Jurassique vient à l'affleurement et le Miocène ne joue qu'un rôle réduit : il n'apparaît qu'aux extrémités nord et sud et la structure.

L'extrémité septentrionale montre une terminaison périclinale dissymétrique assez bien dessinée sur laquelle est construite la ville de Cazorla. Elle se poursuit vers le S par le pli de la Loma del Castillo (fig. 63) dont on voit clairement qu'il est flanqué vers le SE par une série de replis dans les calcaires et dolomies lités de l'Aptien -Albien et qui font même apparaître un peu de marno-calcaires gris du Kimméridgien près de l'Ermitage de San Sebastian (fig. 145).

Cet ensemble, essentiellement formé de Crétacé, trouve sa continuation vers le N dans la première falaise qui domine Cazorla vers l'E et qui est surmontée par les calcaires et les marnes miocènes de l'Ermita de la Virgen de la Cabeza.

L'anticlinal de la Loma del Castillo se poursuit vers le S et fait apparaître le Jurassique sous l'Ermita de Monte Sion (fig. 146 D), puis, un peu plus au S, dans le Barranco del Chorro. En ce dernier point, on constate que, si le Crétacé et l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien, lités, sont plissés souplement, les dolomies et calcaires du Lias-Dogger sous-jacent apparaissent grâce à des failles inverses à fort pendage est. Ce phénomène de disharmonie est constant dans cette région.

Plus au S encore, la même structure anticlinale fait apparaître une nouvelle fois les dolomies jurassiques ; celles-ci affleurent vers le S jusqu'au Rio Bejar puis disparaissent périclinalement imitées par le Crétacé puis les calcaires miocènes. La forme concave vers l'W de l'extrémité méridionale de ce pli s'explique par son déversement dans ce sens.

B) LE FAISCEAU DU CHORRO (fig. 141).

Le faisceau du Chorro se détache de celui de Cazorla à la latitude de cette ville. Il s'allonge ensuite vers le S sur une quinzaine de kilomètres en chevauchant légèrement le faisceau précédent sur son bord ouest alors que, sur son bord est, il est légèrement chevauché par le faisceau du Gilillo avec lequel il se soude vers le S dans la région du Rayal.

Du côté septentrional, vers la latitude de la Ermita de Monte Sion, le

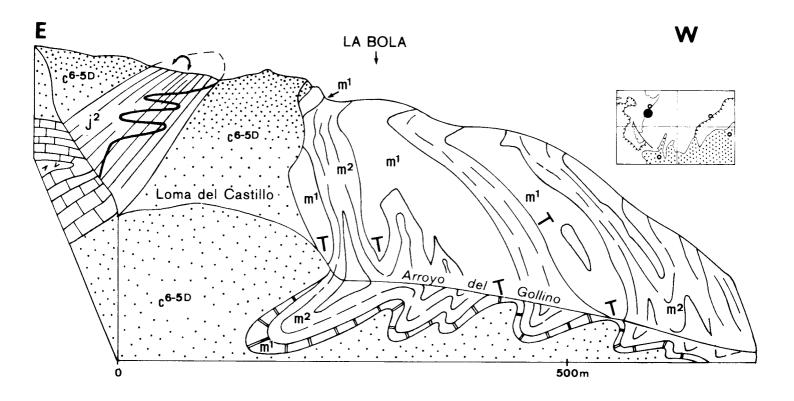


Fig. 144 : L'ennoiement vers le N des calcaires de La Bola sous les marnes miocènes (vue vers le S depuis le flanc ouest de la Loma del Castillo; G.11).

j2 : marno-calcaires kimméridgiens et, pour partie, marnes paléocrétacées à pisolithes ferrugineux.

c6-5D : dolomies gréseuses de l'Aptien-Albien.

ml : calcaires du Miocène inférieur

m2: marnes du Miocène moyen.

On notera les plongements périclinaux des anticlinaux de calcaires miocènes à droite de la figure.

Légende des fig. 142 et 143 : t3 : marnes et grès à gypse (Keuper); 1-d : Lias-Dogger (D : dolomies, C : calcaires); 12-1 : Lias inférieur dolomitique; 13 : calcaire à grands Lamellibranches (Lias moyen); jlb : calcaires noduleux rouges ("Argovien"); j2 : marno-calcaires gris (Oxfordien terminal-Kimméridgien); j3 : calcaires lités portlandiens; c1-j3 : id. portlandiens-berriasiens; c1 : marnes à pisolithes ferrugineux (Berriasien?), c6-5 : dolomies et calcaires gréseux de l'Aptien-Albien; m1:calcaires à Mélobésiées (Miocène inf.); m2 : marnes blanches (Miocène moyen).

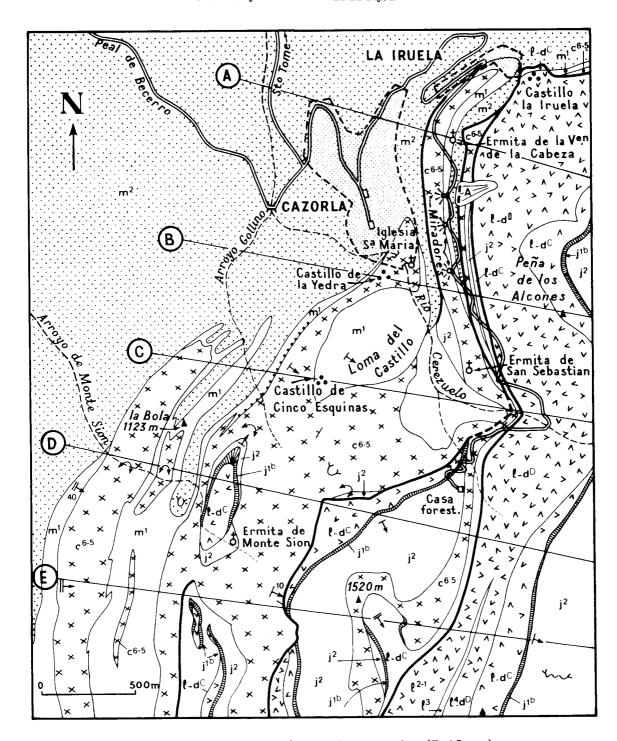


Fig. 145: Carte géologique des environs de Cazorla (F.12...).

Légende commune aux fig. 145 et 146 :

 $\ell\text{-dD}$: dolomies du Lias-Dogger ℓ 2-1 : dolomies du Lias inférieur

 ℓ 3 : calcaire à grands Lamellibranches (Lias moyen)

 ℓ 4-dD: dolomies du Lias supérieur-Dogger

jlb : calcaires noduleux rouges de l'Oxfordien supérieur

j2 : marno-calcaires gris de l'Oxfordien terminal-Kimméridgien

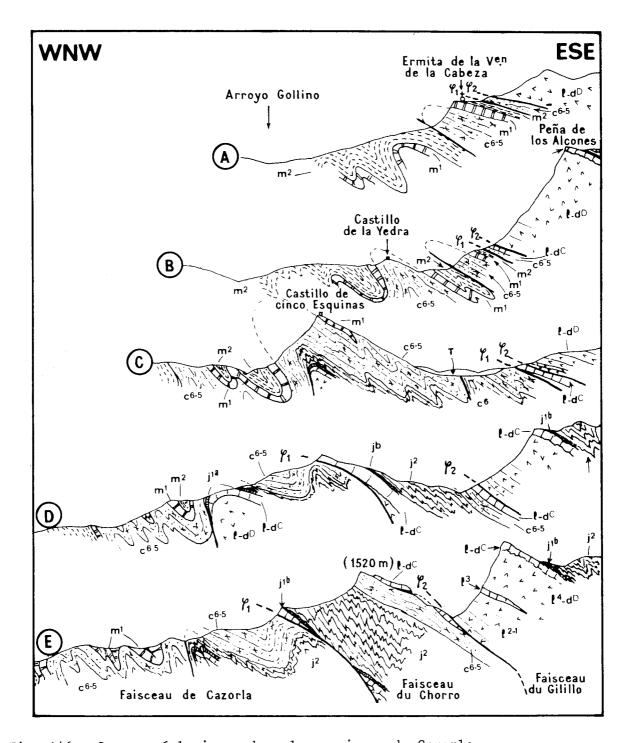


Fig. 146: Coupes géologiques dans les environs de Cazorla.

Suite de la légende commune aux fig. 145 et 146 :

c6-5 : dolomies et calcaires gréseux de l'Aptien-Albien (on n'a pas distingué, à la base de cet ensemble, des lentilles plus ou moins épaisses de marnes vertes à pisolithes ferrugineux).

ml : calcaires à Amphistégines et Mélobésiées (Miocène inf.)

m2 : marnes blanches du Miocène moyen.

plan de chevauchement vers 1'W de ce faisceau semble relativement peu incliné : guère plus de 30° (fig. 146, coupe D et C). Les termes les plus bas sont ici constitués par les calcaires blancs du Jurassique (moyen ?). En faisant l'ascension, vers l'E, d'un sommet coté 1520 m (environ à 1 km au SE de l'Ermita de Monte Sion), on coupe l'Oxfordien supérieur rouge et fossilifère (jlb), puis des marno-calcaires kimméridgiens (j2), ici bien développés, avant de rencontrer le Crétacé (marnes vertes à pisolithes ferrugineux puis calcaires dolomitiques gréseux à Orbitolines , c5-4). Tout près du sommet, on retrouve le Jurassique, mais cette fois à l'envers (un peu de marno-calcaires kimméridgiens discontinus d'abord (jlb), puis calcaires blancs du "Dogger" (1-dC), avant de franchir le contact anormal de base du faisceau du Gilillo. Ce dispositif peut être interprété comme un synclinal très couché vers le NW. Le flanc inverse se retrouverait, après une courte disparition dans le ravin de la Fuente del Tejo au pied de la seconde falaise qui domine Cazorla, au-dessus des marnes miocènes de l'Ermita de la Virgen de la Cabeza (fig. 146, coupes A-C).

Plus au S, à la latitude de la maison forestière du Chorro, un bel abrupt résultant de chevauchement des dolomies jurassiques sur le faisceau de Cazorla, permet de juger ici de la forte inclinaison du contact anormal (70° environ). C'est une valeur comparable que donne l'observation d'une autre faille inverse qui, à 400 m à 1'W du Cortijo Leganillo fait apparaître les dolomies du Jurassique au milieu du faisceau. On notera, là aussi, l'opposition frappante qui existe entre la tectonique cassante des masses carbonatées du Jurassique inférieur-moyen et celle de leur couverture (ici surtout l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien, marno-calcaire) plissée souplement. Ce dernier style se voit magnifiquement, aussi bien sur les photographies aériennes que sur le terrain grâce à la végétation qui souligne le tracé des couches.

Bordant à l'E ces marno-calcaires gris, et sous le chevauchement du faisceau de Gilillo, on observe une petite écaille essentiellement composée de dolomies jurassiques dont l'enracinement vers le S au parallèle de la forestière El Leganillo est parfaitement visible depuis le S (fig. 147).

En se dirigeant vers le S, on constate que l'ensemble des structures du faisceau du Chorro s'enracine au sein de deux plis anticlinaux déversés vers le NW et qui s'ennoient sous le Miocène au SW de la Loma de Extremera.

Ainsi, il est parfaitement visible dans ce faisceau que les phénomènes d'écaillage qui y ont été observés sont limités aux formations calcaréo-do-lomitiques massives du Jurassique inférieur et moyen. Chaque fois qu'on s'élève dans la série, on passe à des plis souples qui enveloppent les écailles et donnent, à leurs extrémités, des terminaisons périclinales qui, en plongeant sous le Miocène autochtone de la dépression de Peal de Becerro, indiquent la faible amplitude des recouvrements.

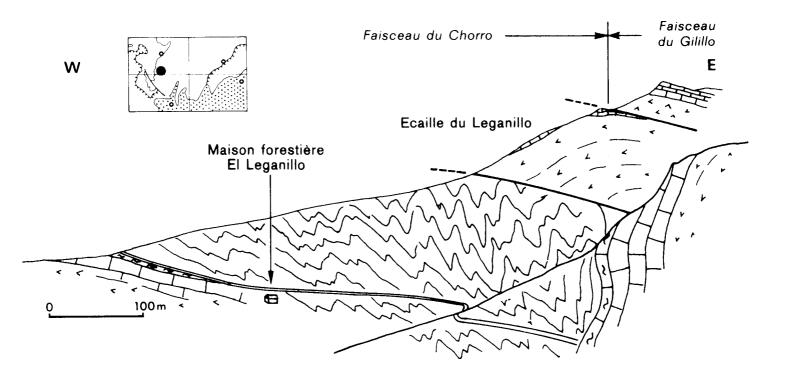


Fig. 147 : L'écaille du Leganillo et son amortissement (I.11, panorama vers $\overline{1e \, N}$).

Les dolomies du Lias-Dogger qui sont au premier plan à droite de la figure et sur lesquelles, en ce point, reposent normalement les autres termes du Jurassique (calcaires du Lias-Dogger, calcaires noduleux rouges de l'Oxfordien supérieur et marno-calcaires de l'Oxfordien terminal-Kimméridgien) se prolongent vers le N, en continuité, par celles de l'écaille du Leganillo.

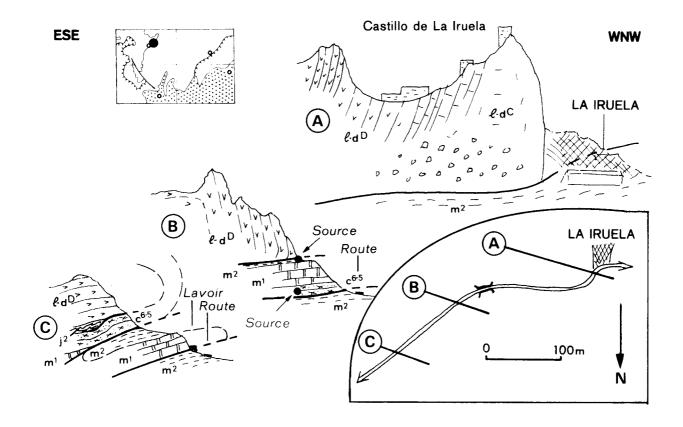


Fig. 148 : L'enracinement vers le N du Faisceau du Gilillo, près de La Iruela (Comparer avec la fig. 149).

A La Iruela (coupe A), le Lias-Dogger chevauche le Miocène marneux de la dépression de Peal de Becerro. A quelque 200 m plus au N (coupe C), la série se complète par du Kimméridgien et du Crétacé inférieur.

Le Miocène et le Crétacé affleurant entre les deux sources, sur la coupe B, et au-dessus du lavoir sur la coupe C, sont à rapporter au faisceau de Cazorla.

C) LE FAISCEAU DU GILILLO (fig. 141).

Le faisceau du Gilillo s'allonge sur une quinzaine de kilomètres du N au S, depuis la région de Borrunchel jusqu'à celle du Rayal où il se soude aux faisceaux voisins. Il chevauche légèrement le faiseau du Chorro du coté ouest et est chevauché sur son bord est par le faisceau de Viñuela. Sa largeur n'excède pas 2 km.

1) Partie septentrionale.

Dans sa partie septentrionale, il est séparé en deux par un contact anormal qui fait reposer la masse du sommet Escribano sur la masse du château (Castillo) de La Iruela. Ces deux masses, composées de terrains allant des dolomies jurassiques au Miocène, représentent des écailles qui se résolvent, vers le N, en des plis anticlinaux plus ou moins complexes qui viennent lentement s'ennoyer sous le Miocène marneux de la dépression de Peal de Becerro.

L'étude de l'évolution latérale de la structure du Castillo de La Iuela montre particulièrement bien ce phénomène d'enracinement (fig. 148). Dans la falaise qui domine Cazorla (fig. 149), la base de cette structure est constituée par les dolomies jurassiques (Lias). Sous elles, des copeaux très réduits de calcaires attribuables au Dogger, de marno-calcaires kimméridgiens et de dolomies albo-aptiennes ont été rapportées dans le paragraphe précédent au faisceau du Chorro. Ils sont en série renversée et peuvent être considérés comme le reste d'un flanc inverse de pli.

En suivant vers le N la base de cette masse dolomitique, on la voit venir reposer, anormalement, jusque sur l'extrémité septentrionale du faisceau de Cazorla et s'avancer même sur les marnes miocènes de la depression de Peal de Becerro. Ceci est bien visible au pied du château de La Iruela (fig. 148,A). Puis, en remontant vers le N, on voit s'intercaler entre Miocène marneux et dolomies jurassiques, les dolomies crétacées puis le Malm (fig. 148, G) et le Miocène calcaire, tous ces terrains dessinant une très belle terminaison périclinale et venant surmonter normalement, vers le SE, les dolomies de La Iruela (fig. 149). Cette terminaison périclinale se poursuit vers le N dans les calcaires miocènes qui viennent s'ennoyer sous les marnes du Miocène moyen au niveau de l'Arroyo de Julian.

En résumé, l'écaille de La Iruela naît, au S de Borrunchel, au sein d'un pli anticlinal qui se déverse vers le NW et dont le coeur, formé de dolomies massives du Jurassique, finit par percer l'ensemble et par venir chevaucher les formations situées plus à l'W.

Notons que l'écaille de l'Escribano montre également, vers le N, un enracinement au sein d'un pli anticlinal moins spectaculaire mais aussi net que le précédent. Vers le S, à la latitude de la maison forestière du Chorro, elle se soude de même à l'écaille de La Iruela.

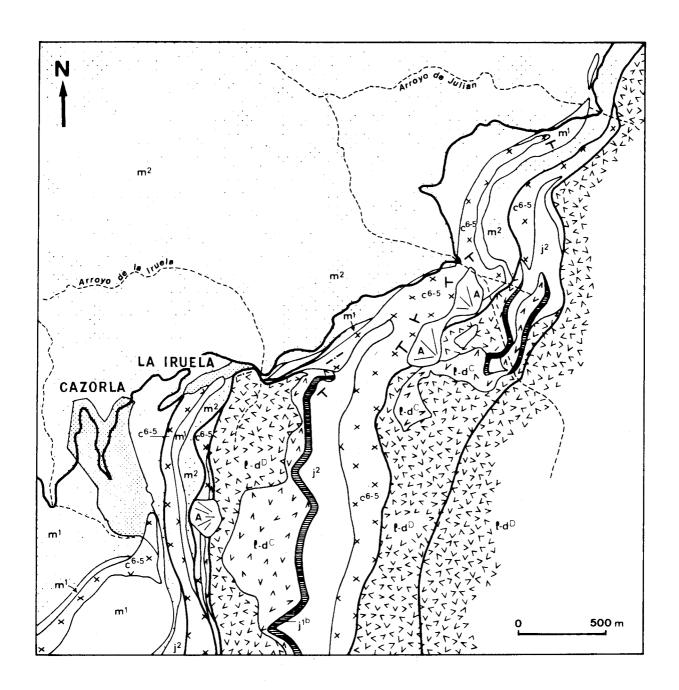


Fig. 149 : 1'enracinement vers le N du faisceau du Gilillo (même légende que les figures 145 et 146).

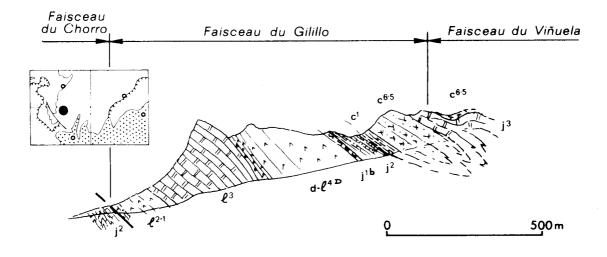


Fig. 150 : Coupe dans la partie méridionale du faisceau du Gilillo (Barranco de la Cueva de Jaen, K.12, L.12).

On notera l'épaisseur importante des calcaires blancs du Lias moyen (ℓ 3) et l'apparition, dans la partie orientale, de calcaires blancs du Portlandien-Berriasien inconnus plus à l'E. La soudure avec le faisceau du Viñuela est déjà réalisée à cette latitude.

\$\ell2-1: dolomies en plaquettes puis en bancs (Rhétien ?; Lias inf.)\$\ell3: calcaires blancs lités (Lias moyen). \$\del4-\ell4-D\$: dolomies grises litées puis massives (Lias supérieur et ? Dogger). \$\mathbf{j}\$lb: calcaires noduleux rouges ("Argovien"). \$\mathbf{j}\$2: marno-calcaires gris (Oxfordien terminal-Kimméridgien p.p.). \$\cappa3\$: calcaires blancs lités (Portlandien). \$\cappa1\$: marnes vertes à pisolithes ferrugineuses (Berriasien). \$\cappa6-5\$: dolomies brunes et marnes (Aptien-Albien).

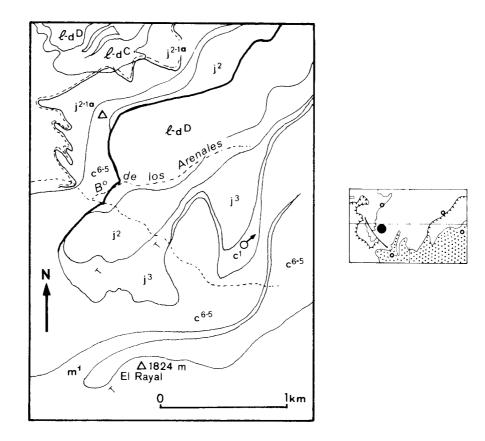


Fig. 151: Terminaison méridionale du faisceau du Gilillo, au N du Rayal (L.11).

 ℓ -dD : Dolomies du Lias-Dogger

 ℓ -dC : Calcaires "

j2 : Marno-calcaires de l'Oxfordien sup.-Kimméridgien

c1 : marnes vertes et brunes à pisolithes ferrugineux (Berriasien?)

c6-5 : Dolomies et calcaires de l'Aptien-Albien

ml : Calcaires du Miocène inférieur

On notera l'apparition, au SE du Barranco de Los Arenales, des calcaires portlandiens j3 absents plus au NE.

2) Partie moyenne.

Une coupe de la partie moyenne du Faisceau du Gilillo (Cañada de la Coscoja - Puerto Lorente), est donnée dans le chapitre consacré à la stratigraphie (voir fig. 12). Un problème se pose dans cette région du fait de la présence dans les dolomies du Lias-Dogger, d'une longue (10 km) mais mince (100 m maximum) bande de calcaires blancs souvent bréchiques, absente partout ailleurs dans la Sierra de Cazorla. Deux niveaux de marnes bariolées rouges et vertes, rappelant le Keuper, accompagnant ces calcaires bréchiques, on pourraît penser qu'il s'agit là d'une intercalation dûe à un phénomène tectonique. Je crois qu'il n'en est rien pour deux raisons:

- l. L'ensemble de la série s'enracine vers le N, dans le pli de La Iruela que nous venons d'étudier. S'il y avait plusieurs écailles, il serait logique de les voir s'enraciner chacune dans un pli anticlinal particulier, ce qui n'est pas le cas. Nous verrons que ce n'est pas non plus le cas au S ou un très bel anticlinal unique termine cet ensemble.
- 2. La lentille de calcaires bréchiques s'effume vers le N au sein des dolomies auxquelles elle semble passer latéralement, et disparaît tout-à-fait à la latitude de l'Ermitage de Monte Sion. S'il s'agit d'un passage latéral, un écaillage est bien entendu exclu.

Rappelons que ces calcaires sont datés du Lias moyen.

3) Partie méridionale.

En se déplaçant vers le S, le faisceau du Gilillo, réduit à une simple écaille entre le sommet qui lui donne ce nom et le Puerto Lorente, se soude bientôt au faisceau du Viñuela. Cette soudure est réalisée à la latitude du Cerro Villalta au passage du Barranco de la Cueva de Jaen. Dans ce ravin (fig. 150), on notera, d'autre part, que les calcaires du Lias moyen prennent une importance considérable et que, vers l'E, les calcaires du Portlandien font leur apparition.

A quelque 2 km plus au S, le faisceau du Gilillo se soude également à celui du Chorro en dessinant une très belle terminaison périanticlinale (fig.151). Des calcaires blancs portlandiens à Clypeina jurassica, surmontant parfois des marnes vertes à pisolithes ferrugineuses et même localement à concrétions ferrugineuses de grande taille (1 dm), sont observables dans le flanc oriental de cet anticlinal alors qu'ils sont absents plus à 1'W.

D) LE FAISCEAU DU VIÑUELA.

Le faisceau du Viñuela s'étend depuis le Rayal, au S, jusqu'au bord septentrional de la feuille Cazorla, au N, et se prolonge sur la feuille de Villacarillo. Large de quelque 2 km, il est bien limité sur son bord ouest qui est légè-

rement chevauchant sur le faisceau du Gilillo, sauf dans la région de l'Albardas, au N et dans celle du Rayal, au S où il se relie par des flancs inverses de plis aux massifs plus occidentaux. Il est plus délicat de lui assigner une limite orientale. Au nord, aux environs de Puente de Hacha, on peut considérer qu'elle est constituée par le bord, chevauchant vers l'W, du Trias moyen-supérieur de la vallée du Guadalquivir. Dans les parties centrales et méridionales où nul contact anormal n'existe, on peut considérer que cette limite correspond à la ligne suivant laquelle les séries du Portlandien-Berriasien s'épaississent brutalement vers l'E, ce qui provoque un changement de style tectonique appréciable. Le bord est du faisceau du Viñuela correspondrait ainsi à peu près à celui du synclinal des sources du Guadalquivir.

Nous examinerons la structure de ce faisceau par tronçons, du N au S.

1) Depuis la limite nord de la feuille de Cazorla jusqu'au parallèle du Viñuela.

Cette région est essentiellement constituée par une crête montagneuse limitée à l'W par les collines de Chilluevar et à l'E par la vallée du Haut-Guadalquivir où affleure surtout du Trias supérieur.

Dans l'ensemble, il s'agit d'une zone anticlinale où affleurent les dolomies jurassiques et où s'observent 3 ou 4 synclinaux couchés plus ou moins importants. L'un d'eux, à coeur de marno-calcaires kimméridgiens, se situe curieusement au faîte de la montagne. Il forme indiscutablement la prolongation septentrionale du synclinal des sources du Guadalquivir. Les synclinaux les plus orientaux, très écrasés, viennent se terminer en biseau vers le S contre le Trias du Haut Guadalquivir qui les chevauche nettement.

a) Bande occidentale.

Une coupe sur le flanc ouest de l'Albardas nous montre (fig. 152) qu'en quittant les collines de Chilluevar, où affleure essentiellement le Crétacé et le Miocène, on atteint bientôt des termes plus anciens. Le raccord se fait sans contact anormal important, par une série renversée. Au-dessus de dolomies crétacées, puis de Miocène, on trouve, en effet, après un léger étirement, de nouveau des dolomies (Aptien-Albien), un niveau à pisolithes ferrugineuses (Berriasien?) puis des marno-calcaires de l'Oxfordien-Kimméridgien.

Ce flanc inverse présente une certaine ampleur. En effet, à 1,5 km au N de l'Albardas, on observe un rentrant des dolomies crétacées sous les marno-calcaires kimméridgiens. Ce rentrant, dont la pointe est dirigée vers l'E, mesure 750 m pour une dénivelée de 220 m environ ; le pendage moyen des couches est donc d'environ 17°, ce qui correspond à ce que l'on observe en surface. Vers le S, ce flanc inverse se suit jusqu'à Borrunchel où P. Fallot l'avait observé (1928, p. 326, fig. 5), et au-delà. Nous en donnerons une coupe située à peu près au même endroit que celle de P. Fallot (fig. 153).

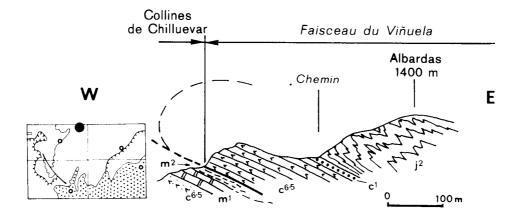


Fig. 152: Coupe de l'Albardas (B. 16). Plus à l'W, voir la fig. 140).

j2 : marno-calcaires de l'Oxfordien terminal-kimméridgien.

cl : marnes vertes à pisolithes ferrugineu et brèche ferru-

gineuse (Berriasien ?)..

c5-4: dolomies jaunâtres azoiques (Aptien-Albien?).

ml : calcaires gréseux (Miocène inférieur)

m2 : marnes blanches ou rougeâtres (Miocène moyen)

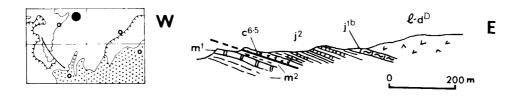


Fig. 153 : Coupe du bord ouest de la Sierra de Cazorla, à 1 km au NNE de Burrunchel (C. 15, pour partie sur la route forestière).

Même légende que la fig. 152 avec, en plus : 1-d D : Lias-Dogger dolomitique et jlb : calcaires noduleux rouges de l'"Argovien".

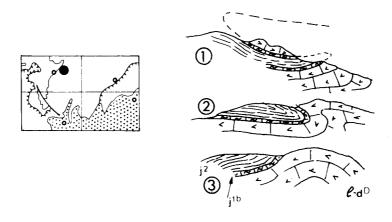


Fig. 154 : Coupes prises de part et d'autre du Collado de Las Palomas.

par rapport à ce col:

1 : 200 m au N, 2 : 100 m au S, 3 : 500 m au S.

Même légende que les fig. 152 et 153.

b) Bande centrale.

Nous avons vu que la ligne de partage des eaux entre Haut et Moyen Guadalquivir était marquée par un synclinal jalonné par l'Albardas et le Viñuela. Ce synclinal, généralement peu profond, présente des aspects variés le long de son parcours. Un exemple en est donné sur la figure 154 qui montre trois coupes relevées aux alentours du Collado de las Palomas. A 500 m environ au S de ce col, ce synclinal est peu accusé et paraît droit. En tout cas, son flanc oriental est normal (3, fig. 154). A 100 m environ au S du col (coupe 2), il passe à un synclinal couché, le flanc oriental étant nettement renversé. A 200 m au N du col, (coupe 1), c'est encore un synclinal couché, et les dolomies du flanc inverse, isolées par l'érosion, forment un paquet qui mime une klippe. L'allure fréquemment couchée de ce synclinal contribue à expliquer la présence de terrains relativement tendres au sommet de ces montagnes. Il faut aussi tenir compte du fait que ces sommets constituent les témoins d'une ancienne surface d'aplanissement (voir p. 416), pas encore enlevés par les recreusements récents, pourtant très actifs.

c) Bande orientale (fig. 155).

Elle constitue le versant ouest de la haute vallée du Guadalquivir. On y reconnaît un certain nombre de plis, couchés vers l'WNW et dont les flancs inverses présentent un intense étirement. Les coeurs synclinaux sont aisément reconnaissables car ils comportent des calcaires à Lithothamnium et Amphistégines et des marnes, tous deux d'âge miocène.

Vers l'E, cette bande est limitée par le Trias supérieur du Haut Guadalquivir qui la chevauche d'une manière très nette de l'E vers l'W. Notons tout de suite le curieux dispositif suivant : alors que les plis sont orientés presque N-S, le chevauchement du Trias s'effectue selon une ligne grossièrement orientée NNE-SSW. Il en résulte que les plis sont coupés en oblique par le chevauchement et se terminent en biseau vers le S.

Sur la feuille de Cazorla, on peut distinguer deux synclinaux plus ou moins étirés.

c.1) Synclinal occidental.

Le synclinal le plus occidental s'allonge, du N au S, sur plus de 4 km. Il est fortement couché et son flanc inverse, séparé du synclinal oriental par des terrains jurassiques à son extrémité nord, est, plus au S, recouvert directement par le Trias chevauchant. Une coupe, d'accès facile mais d'interprétation délicate, en est donnée par la cluse du Guadalquivir à 1'W du Puente de Hacha (D, fig. 155). A partir de ce pont, des chemins permettent d'accéder vers le N jusqu'à sa terminaison périclinale.

Vers le S, le coeur du synclinal, reconnaissable à une bande de Miocè-

ne presque horizontal pincé entre les flancs de dolomie crétacée, se suit sur la rive droite du Guadalquivir. Il finit par disparaître sous les alluvions, et tout indique que, comme le synclinal oriental, il se termine en biseau vers le S, chevauché à son tour par le Keuper.

c.2) Synclinal oriental.

Le synclinal le plus oriental est effleuré par la route qui longe le Guadalquivir à la traversée de l'Arroyo del Sauco (fig. 156). De l'W vers l'E, on y reconnaît les termes dolomitiques puis calcaires de la base du Jurassique, surmontés, près d'une exsurgence soulignée par des travertins, par des calcaires roses qui, bien que fort écrasés, montrent le faciès habituel de l'Oxfordien supérieur.

En descendant le ravin (c'est-à-dire en remontant la série), on trouve de nouvelles dolomies dont les couleurs brunâtres, l'allure bréchoïde et litée au sommet, éliminent l'idée qu'il puisse s'agir de Jurassique. Sur le bord est de la route, près d'un pont, on y trouve de plus des niveaux marneux localement bourrés d'Huîtres. Ces médiocres arguments suffisent néanmoins à nous convaincre qu'il s'agit de dolomies crétacées (Aptien-Albien). De plus, à 100 m au S du pont, on observe des calcaires miocènes (Lithothamniées, Amphistégines) directement superposées à ces dolomies. Cet ensemble plonge vers l'E sous le Trias supérieur chevauchant.

La prise en oblique des structures plissées par le chevauchement du Keuper, qui a été signalée plus haut, est ici très claire. En effet, si on remonte vers le N, on voit s'intercaler, entre Miocène, à 1'W, et Trias, à 1'E, des dolomies attribuables au Crétacé et dont l'épaisseur augmente de plus en plus (coupe A, fig. 155). Ces dolomies, plissées, forment certainement une partie du flanc inverse du synclinal oriental qui se termine pratiquement, vers le S, à l'Arroyo del Sauco, exception faite de quelques copeaux de calcaires miocènes coincés, plus au S encore, sous le Keuper (coupe C, fig. 155).

d) La faille de l'Albardas ; chronologie relative des mouvements.

La figure 155 montre, à 1'W de l'Albardas, une importante cassure orientée N-S. Cette cassure, bien visible dans le paysage où elle occasionne un ressaut, n'est pas rectiligne, bien que verticale. Son tracé sinueux suit le même mouvement que le synclinal occidental. Il est donc raisonnable de penser qu'elle n'est pas postérieure à ces plis mais qu'elle est soit contemporaine, soit, plus probablement, antérieure. Ce dernier cas expliquerait l'allure des plis qui seraient venus se mouler en quelque sorte, sur le butoir de dolomies mis sur son chemin par la faille.

Il serait séduisant de considérer le chevauchement du Trias comme postérieur aux plis puisque, comme nous l'avons vu, il les tranche obliquement. Dans le cas où il existerait réellement, ce dernier mouvement pourraît être rendu en partie responsable de l'intense déversement des plis vers l'W.

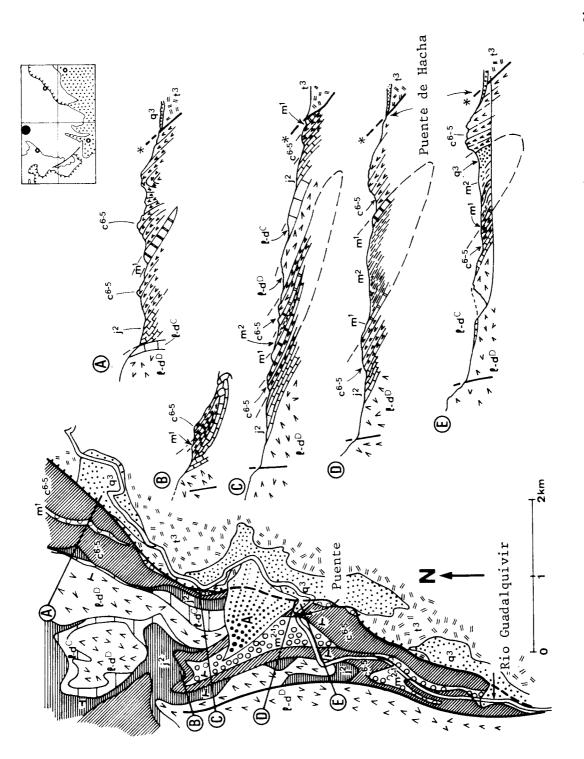


Fig. 155 : Carte géologique et coupes de la région située à l'E de l'Albardas (même légende que les figures 143 et 144).

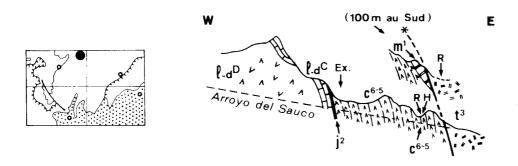


Fig. 156 : Coupe de l'Arroyo del Sauco, près de la route Cazorla-El Tranco (A.17)

: marnes rouges du Keuper

1-d : Lias-Dogger (D : dolomitique, C : calcaire)

j2 : calcaires rouges et marno-calcaires gris écrasés (Oxfordien-Kimméridgien) c6-5 : dolomies de l'Aptien-Albien (H : passée à Huîtres)

ml : calcaires à Mélobésiées et Amphistégines (Miocène inf.)

(R : route forestière)

2) Du Viñuela à la latitude du Gilillo.

Au S du Viñuela, la structure du faisceau de ce nom devient plus simple.

Du côté ouest, il chevauche assez nettement le faisceau du Gilillo. Même lorsque ce recouvrement se fait dolomie contre dolomie, comme c'est le cas au SE du Cerro Escribano, il reste parfaitement reconnaissable dans la morphologie car, du fait de différences de dureté entre les masses en contact, il est jalonné par une dépression bien marquée.

Sa structure se résume en un simple synclinal plus ou moins fortement déversé vers l'W et dont le coeur montre les marno-calcaires gris du Kimmérid-gien qui forment le Viñuela.

Le flanc oriental de ce synclinal, formé uniquement de dolomies jurassiques, s'enfonce vers le SE sous le Keuper. Alors que ce dernier était nettement chevauchant plus au N, il se présente ici comme faisant partie du flanc inverse, disharmonique, du synclinal du Viñuela. Un repli accessoire fait d'ailleurs affleurer les dolomies liasiques en regard tectonique sous le Keuper (900 m au NNW du pont de la Cerrada del Utrero). L'amortissement du chevauchement du Keuper dans cette région est démontrée par son enfoncement, vers le SW, sous l'ensemble du Jurassique qui forme une vaste voûte anticlinale à 2,5 km au SSW du Viñuela.

Un peu au S de cette fermeture, le flanc oriental de la colline nommée La Torquilla montre de légers chevauchements orientés vers l'E (fig. 157). Je pense que ces contacts anormaux, locaux, sont d'anciennes failles déformées au cours des mouvements ayant plissé ces régions (voir fig. 162, partie gauche de la coupe 3).

Le synclinal médian du faisceau du Viñuela (synclinal des sources du Guadalquivir), déjà visible au sommet portant ce nom, s'accuse plus au S et devient particulièrement net à partir du Sacejo (Parador nacional del Adelantado) car sa série se trouve alors complétée par des termes fini-jurassiques et crétacés (voir fig. 15).

En allant vers le S, les flancs de ce synclinal deviennent vite subparallèles et plongent à quelque 70° vers le SE (fig. 158). On notera la présence de calcaires portlandiens beaucoup plus épais sur le bord est que sur le bord ouest. Ce synclinal est bordé à l'E par un anticlinal déversé vers l'W. Les dolomies liasiques apparaissent en son coeur jusqu'à environ l km au S de l'Arroyo de los Cuerzos (fig. 158, coupe A), mais, plus au S, par abaissement de son axe, il ne montre bientôt plus que des calcaires du Portlandien-Berriasien (fig. 158, coupe B).

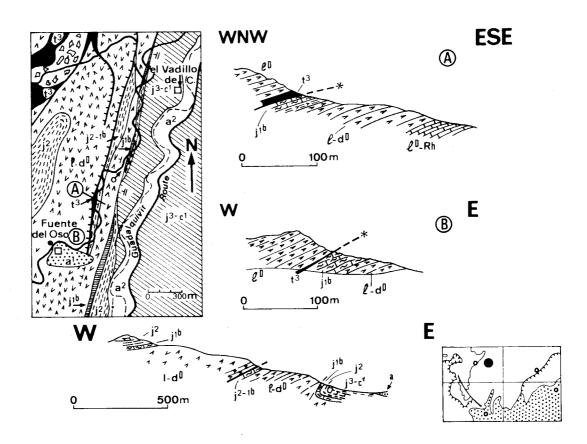


Fig. 157 : Petits chevauchements vers 1'ESE entre le Vadillo de Castril et la Fuente del Oso (E. 16).

- Légende des coupes A et B:

1^D : dolomies litées liasiques

 t^3 : marnes rouges et vertes à gypse (Keuper)

j^{lb}: calcaires noduleux rouges (Oxfordien supérieur)

1-d^D: dolomies grises avec rares passées marneuses (Lias-Dogger)

1D-Rh: dolomies jaunâtres en plaquettes à rares moules de Lamellibranches (Rhétien?).

- Même légende pour la carte avec, en plus :

j²: marno-calcaires gris kimméridgiens

j³-C¹ : calcaires lités et marnes du Portlandien-Berriasien

a : alluvions

or: imprégnations ferrugineuses

- La coupe d'ensemble, en bas de la figure, passe à peu près par le milieu de la carte.

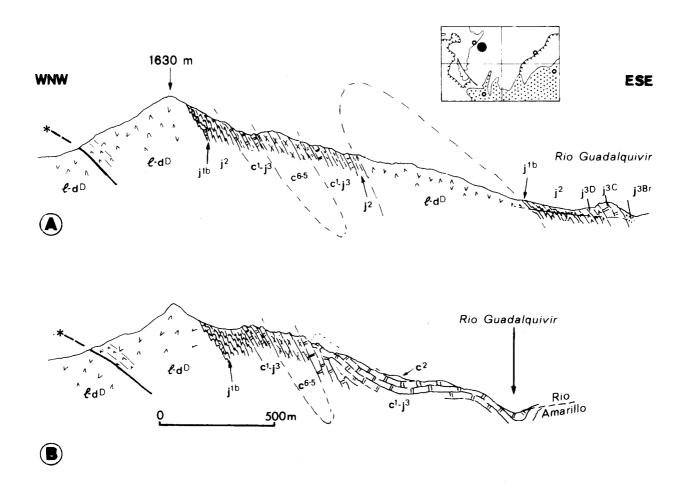


Fig. 158: Coupes du faisceau du Viñuela à 2 km environ (en haut), et à 3,5 km environ (en bas) au S du Sacejo (Parador nacional del Adelantado).

-d^D: dolomies du Lias-Dogger

: calcaires noduleux rouges (Oxfordien supérieur)

j² : marno-calcaires gris (Kimméridgien)

c1-j3: calcaires blancs et marnes (Portlandien-Berriasien)

j3D : Portlandien dolomitique j3C : Portlandien calcaire

j^{3BR} : Portlandien bréchique

calcarénites gréseuses à microbrèches (Valanginien ?)
dolomies brunâtres (Aptien supérieur-Albien)

Le contact anormal fait reposer le faisceau du Viñuela (à 1'E) sur le faisceau du Chorro (à 1'W).

3) Au S de la latitude du Gilillo.

Au S de la latitude du Gilillo, à la hauteur du Cerro Villalta, le faisceau du Viñuela perd son individualité en se soudant, à l'W, au faisceau du Gilillo (voir fig. 141). Rappelons que du côté est, il n'était limité par aucun accident tectonique important et que seul un changement de style, lié à l'épaississement des séries du Portlandien-Berriasien, permettait, sur ce bord, d'en justifier la distinction.

Le synclinal des sources du Guadalquivir se complète, au-dessus des dolomies crétacées, par du Miocène, composé à sa base de calcaires blancs à Mé-lobésiées formant de belles falaises qui culminent au Rayal, puis de marnes grisjaunâtre à Orbulines. Ces marnes donnent une série de dépression allongées marquant le coeur du synclinalqui s'élargit vers le SSE et vient buter contre la Sierra de Quesada: son coeur forme la dépression qu'entoure le pittoresque amphithéâtre rocheux de Tiscar.

III : LA DEPRESSION DU HAUT GUADALQUIVIR AU NE DU VIÑUELA.

Entre la Sierra de Cazorla, à l'W, et la Sierra del Pozo, à l'E, le Haut Guadalquivir met à jour, au N du méridien de Cazorla, les terrains du Trias moyen et du Trias supérieur. Cet affleurement se prolonge très loin vers le N jusqu'au delà d'Orcera et va rejoindre la Meseta.

Dans la région étudiée ici, qui n'intéresse qu'une faible partie de ces surfaces, j'ai constaté que les conditions où ce Trias venait à jour étaient complexes : il ne s'agit certes pas d'un simple pli anticlinal droit.

Du coté ouest, nous avons déjà vu que ce Trias montrait des signes évidents de déversement dans ce sens : tantôt il repose anormalement sur les couches de la Sierra de Cazorla, du Jurassique au Miocène, prenant même leurs plis en oblique. Tantôt il montre des dispositifs pouvant s'interpréter comme des renversements, tels les dos de dolomies jurassiques apparaissant en antiforme (mais en réalité en regard tectonique) à 900 m au NW et à 1500 m au NNW du pont du Vadillo. Des phénomènes comparables se retrouvent d'ailleurs au beau milieu de la dépression triasique à 1500 m au S du Puente de Hacha (voir fig. 159). Ces signes de renversement disparaissent vers le S ou nous avons signalé que le Trias plongeait sous une voûte anticlinale de dolomies jurassiques (2 km au S du Viñue-la, p. 463).

Du côté est, on observe des structures d'interprétation plus difficile. Dans son ensemble, la série triasique plonge faiblement vers l'E. Au-dessus du Muschelkalk (calcaires à pistes et Myophories), on observe des marnes gypsifères puis des grès et des marnes gréseuses rouges montrant, à leur base des niveaux ligniteux cuprifères (voir fig. 6, Keuper). Je n'ai pas observé de gypse au sommet de cette série mais le fait que, dans la Sierra de Cazorla, les dolomies

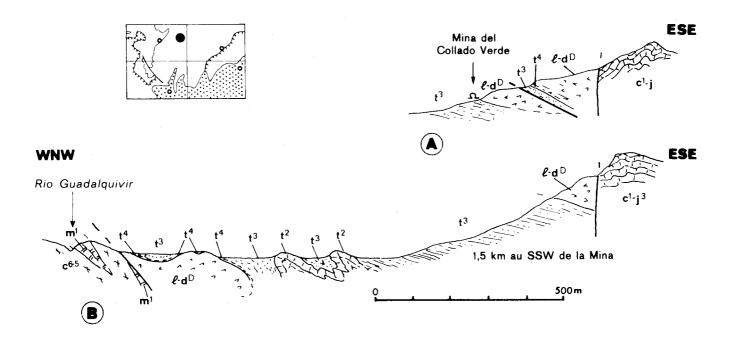


Fig. 159 : Coupes dans la dépression du Haut-Guadalquivir, au NE du Viñuela (C.17)

t2 : calcaires à Myophories(Muschelkalk)

t3 : marnes sableuses et grès rouges à gypse (Keuper)

t4 : dolomies marneuses en plaquettes (Rhétien ?)

1-dD: dolomies du Lias -- Dogger

cl-j3: calcaires lités du Portlandien-Berriasien

c6-5 : dolomies gréseuses (Aptien-Albien)

ml : calcaires à Amphistégines (Miocène inférieur)

Remarque: sous la masse de dolomies de la Mina del Collado Verde, existent parfois des dolomies en plaquettes du "Rhétien" (environ à 700 m au NE du Cortijo El Cantalar).

du Jurassique se soient désolidarisées de leur substratum à ce niveau m'amène à en supposer l'existence. Viennent ensuite des dolomies (Jurassique) dont la base montre fréquemment des couches en plaquettes (Rhétien ?, par exemple à 700 m au NE de la maison forestière El Cantalar) qui sont à mes yeux la preuve d'une succession stratigraphique normale. A 1200 m au SE du Puente de Hacha, audessus de la Mine du Collado Verde (fig. 159, coupe B), on trouve, au milieu des dolomies, une bande de marnes rouges sableuses qui indique une réapparition du Trias dûe à un repli anticlinal ou à une écaille locale. Si l'on continue à progresser vers 1'E, en montant vers le Peñon Quemado, on trouve rapidement et brusquement les calcarénites litées du Portlandien-Valanginien. Le contact entre les dolomies liasiques (ou en leur absence les marnes sableuses rouges triasiques) et les calcarénites du Portlandien-Valanginien se présente habituellement comme une surface verticale ou à fort pendage tantôt est tantôt ouest. Son tracé, en plan, est grossièrement rectiligne mais présente certaines sinuosités qui sont sans rapport avec les dénivelées de la topographie. En bref, il s'agit là d'une surface de contact anormal, subverticale, mais présentant de notables gauchissements.

On pourraît penser qu'il s'agit d'une simple faille ayant abaissé le compartiment oriental par rapport au compartiment occidental. Mais, tout du long, les couches portlandiennes plongent plus ou moins fortement vers l'W et non vers l'E comme les couches triasiques du compartiment occidental, de telle sorte que si par la pensée on fait s'annuler le rejet hypothétique correspondant à la faille, les couches mises en vis-à-vis ne se raccordent que bien difficilement. Soulignons que le pli bordier longeant à l'E le contact anormal ne peut être attribué au jeu de celui-ci qui devrait produire un effet de rebroussement inverse.

Force nous est donc d'admettre que ce pli est postérieur au jeu de la faille et qu'il a été formé sous l'impulsion de poussées de la couverture dirigées vers l'ENE. Ces poussées expliquent aussi l'allure gauchie du contact anormal.

Un autre dispositif singulier peut être interprété de la même manière : la rive droite de l'Arroyo Frio montre, à 500 m à l'E du confluent de ce torrent et du Guadalquivir, la coupe suivante, de bas en haut (fig. 160) :

- Trias marno-gréseux rouge
- marno-calcaires gris à rapporter au Kimméridgien
- dolomies (Portlandien)
- calcaires à Nérinées, lités vers le bas, plus massifs et plus blancs vers le haut (Portlandien-Valanginien).

On peut se convaincre, en considérant l'allure de la base des marno-calcaires kimméridgiens ainsi que le profond rentrant de celle-ci vers le SE dans la dépression de l'Arroyo Frio (fig. 161) que ces couches jurassiques reposent subhorizontalement sur le Trias. Il ne peut s'agit là que d'un contact anormal traduisant une poussée dirigée du SE vers le NW. Mais étant donné la faible amplitude du recouvrement qui est tout-à-fait local (il n'existe plus au NE de l'accident de la Nava del Espino, ne se retrouve pas à l'W du Guadalquivir et s'amortit vers le S), et la distance verticale considérable qui devait séparer

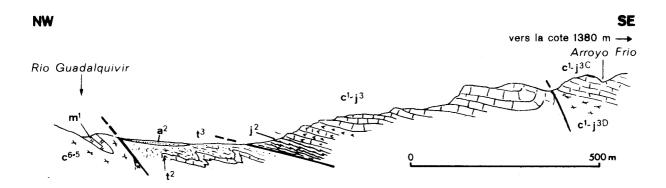
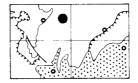


Fig. 160 : Coupe de la colline de la rive droite de l'Arroyo Frio (D.17).

Même légende que la figure 159 avec, en plus, une distinction entre Portlandien-Berriasien calcaire (indice C) et dolomitique (indice D).



à l'originel le Trias du Kimméridgien (toute l'épaisseur du Lias-Dogger, c'està-dire plus de 300 m), il est presque inéluctable de supposer qu'avant cette poussée, le Jurassique supérieur avait été mis en contact avec le Trias par une faille ayant abaissé un compartiment SE par rapport à un compartiment NW. On retrouve là l'interprétation proposée plus haut pour les structures observées un peu plus au N. On notera que la légère avancée du compartiment l'Arroyo Frio implique selon toute apparence un coulissage dextre de l'accident subvertical, orienté NNW-SSE, de la Nava del Espino (fig. 161).

Ainsi, il est hautement vraisemblable que l'accident cassant orienté NNE-SSW qui longe, à l'E, la vallée, occupée par le Trias, du Haut-Guadalquivir, est antérieure aux poussées qui ont plissé ces régions et déformé et parfois même cisaillé cette faille.

Ces conclusions vont nous permettre d'interpréter la région complexe située entre la Cerrada del Utrero et le Vadillo (voir coin SW du schéma cartographique, fig. 161). Elle est hachée de cassures N-S plus ou moins inclinées. Nous l'examinerons de l'W vers l'E en suivant, pour nous guider, le tracé de la route forestière reliant Cazorla à la Nava de San Pedro.

En quittant à 1'E la dépression triasique, localement encombrée par d'énormes blocs de dolomies et de calcaires jurassiques que je considère comme éboulés, on rencontre une première masse de dolomies jurassiques se terminant en pointe vers le N. Vient ensuite, après un coin de Trias supérieur déversé vers 1'E, un second affleurement de la même formation dolomitique nettement chevauchante vers 1'E (voir fig. 157). Sous cette masse dolomitique, court une bande subméridienne de marno-calcaires gris et de calcaires noduleux rouges (Kimméridgien et Oxfordien supérieur) reposant normalement sur les dolomies du Lias-Dogger. Vient ensuite un accident subvertical qui met en contact cette dolomie avec des couches berriasiennes (voir fig. 65). Cet accident est jalonné par un peu de Kimméridgien; il s'amortit progressivement vers le S.

En se déplaçant vers le N, on atteint le substratum du Berriasien du Vadillo. Il est formé par des marno-calcaires portlandiens à Anchispirocyclina lusitanica, très abondantes par place, passant, vers le bas, à des dolomies. Il est logique de rapporter ces dolomies au Portlandien qui comprend, non loin, des faciès comparables (voir coupe de l'Arroyo Frio, fig. 160 et 161). Bien que leur base soit cachée par des éboulis, il semble qu'elles reposent directement sur le Keuper. Cette superposition serait évidemment anormale et très comparable à celle observée avec clarté dans la coupe de l'Arroyo Frio, à 2,2 km au NNE (fig. 160).

Entre ces deux points, les dolomies reposant sur le Trias, sur la rive droite du Guadalquivir, seraient aussi à rapporter au Jurassique terminal et non au Lias comme on pourraît le croire de prime abord.

On remarquera que, à 500 m au NNW du Vadillo, les dolomies rapportées ici au Portlandien et celles rapportées au Lias entrent en contact sur une centaine de mètres. Il m'a été impossible, dans cette zone, certes couverte par une abondante végétation, de mettre en évidence l'accident qui doit logiquement

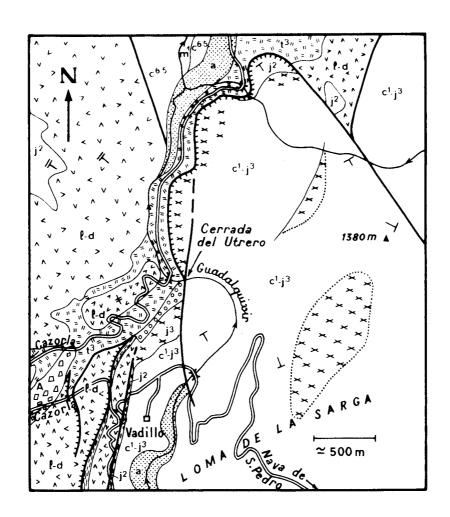


Fig. 161 : Carte géologique des environs de la Cerrada del Utrero (El Vadillo, E.16).

t3 : Trias

1-d : Lias-Dogger, calcaire et, surtout, dolomitique

j2 : calcaires noduleux rouges et marno-calcaires gris (Oxf. sup.-Kimméridgien)

j3 : Portlandien

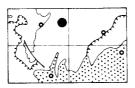
cl-j3: Portlandien-Berriasien (les parties dolomitiques sont indiquées par

des croix)

c6-5 : dolomies de l'Aptien-Albien

ml : calcaires miocènes

A : éboulis a : alluvions



les séparer. Sa présence ne me semble pourtant pas douteuse puisqu'on l'observe bien sur la route forestière à 250 m au NW du Vadillo (voir fig. 65, zone de broyage 2, et fig. 157).

En continuant vers l'E la route de la Nava de San Pedro, on coupe une belle cassure verticale puis on pénètre dans des calcaires blancs lités à Anchispirocyclina lusitanica, que je rapporte au Portlandien. Ces calcaires, très épais, parfois dolomitiques, représentent pour moi l'équivalent latéral des couches à A. lusitanica et des dolomies formant le substratum du Berriasien du Vadillo. L'épaississement est rapide et peut surprendre mais il se produit de même, et sans que des rapprochements tectoniques puissent être invoqués, vers la source du Guadalquivir, à 10 km au S (voir fig. 17).

L'interprétation tectonique de cette région, complexe dans le détail, doit tenir compte d'un fait fondamental : tous ces accidents cessent d'exister vers le S, et à 5 ou 6 km de là, on ne les observe plus en surface et l'on peut alors serpenter dans la couverture portlandienne et paléocrétacée sans en rien voir.

La fig. 162 montre comment j'explique ces structures et leur genèse en trois phases essentielles :

- 1. La série stratigraphique présente comme partout dans cette région, un épaississement brutal et considérable du Portlandien-Berriasien de l'W vers l'E.
- 2. Des failles, dont le jeu provoque l'abaissement des compartiments orientaux (à l'exception semble-t-il de la faille de la Cerrada del Utrero) se produisent.
- 3. Sous l'influence d'une poussée dirigée vers le NW, la couverture se déplace et se plisse, un niveau de décollement majeur se situant au contact Trias-Lias. Mais ce décollement pourra passer à des cisaillements (dolomies du Lias-ou se produire à d'autres niveaux stratigraphiques (Kimméridgien) afin que la surface de contact anormale reste proche d'un plan. Le déplacement tangentiel reste faible : sur la figure, le rapprochement maximal des couches jurassiques entre elles, de part et d'autre de l'accident, n'excède guère 300 m.

Ainsi, la structure de cette portion de la vallée du Haut-Guadalquivir doit sa surprenante complexité de détail, non à des mouvements de grande amplitude, mais de deux âges et de deux natures.

-d'abord des failles, verticales ou subverticales abaissant généralement les régions les plus orientales.

-ensuite une poussée dirigée vers l'WNW qui reprend le matériel ainsi tronçonné et l'amène dans des positions anormales, en en particulier sur le Trias du Haut-Guadalquivir.

Age de la phase cassante.

Il est certain que les failles verticales évoquées ci-dessus sont an-

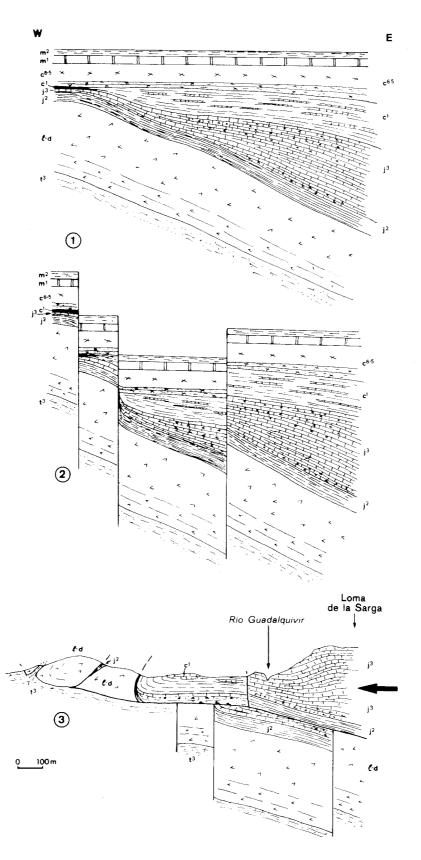


Fig. 162 : L'évolution des structures de la Cerrada del Utrero et du Vadillo.

Comparer avec la figure 161 (Explications dans le texte).

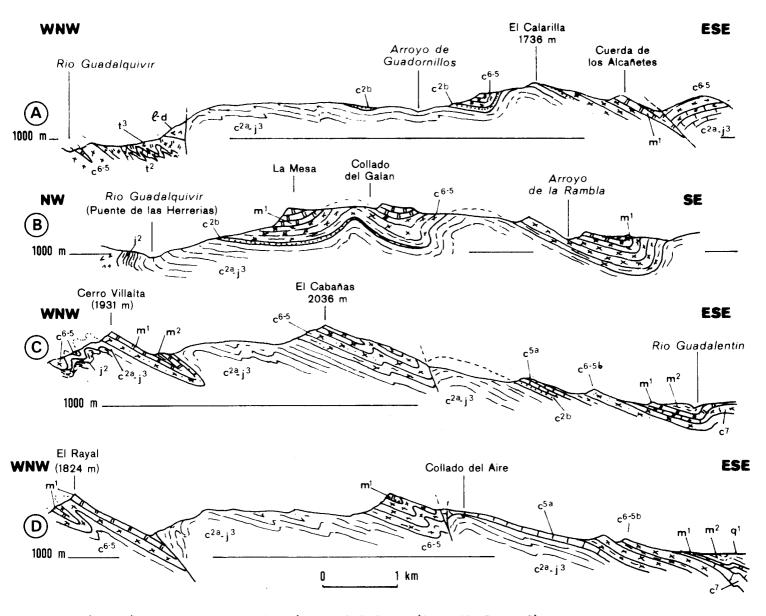


Fig. 163: Coupes dans la Sierra del Pozo (A au N, D au S).

t2 : calcaires du Muschelkalk

t3 : Keuper (marnes et grès à gypse)

1-d : dolomies et calcaires du Lias-Dogger

j2 : calcaires noduleux rouges et marno-calcaires (Oxf.sup.-Kimméridgien)

c2a-j3 : calcaires lités (Portlandien-Valanginien inférieur)

c2b : marnes sableuses à Exogyres et Ammonites (Valanginien supérieur)

c5a : calcaires à <u>Pianella cf. dinarica</u> (Aptien inf.?)

c6-5 et c6-5a : dolomies et calcaires gréseux (Aptien-Albien)

c7 : calcaires et dolomies (Cénomanien)

ml : calcaires à Mélobésiées (Miocène inférieur)

m2 : marnes à Orbulines (Miocène moyen)

térieures aux poussées qui les ont déformées ou cisaillées. Sur la figure 162, je les ai dessinées comme décalant toute la série stratigraphique jusqu'au Miocène compris. Ceci est hypothétique (car je n'ai jamais observé de terrains postberriasiens en contact avec ces failles) mais probable (car nulle part, dans le voisinage, les terrains post-berriasiens ne se montrent discordants sur leur substratum). D'ailleurs, la faille, toute proche, naissant à 1 km à 1'E de 1'Albardas, et qui résulte probablement de la même phase cassante, intéresse 1'Aptien-Albien.

On ne peut qu'être frappé de voir combien l'orientation de ces failles, et le sens de leur rejet, présentent de rapports avec l'épaississement vers l'E des couches du Portlandien-Valanginien, lesquelles dénotent, par la faible profondeur où elles se sont formées, une subsidence du fond sous-marin. C'est ainsi que j'avais considéré comme probable (A. Foucault, 1965), l'existence de mouve-ments paléocrétacés (ayant peut-être commencé dès le Portlandien) produisant une flexure bordière expliquent les répartitions de faciès à cette époque. Peut-être ces failles ont-elles alors pris naissance : elles auraient donc joué dès le portlandien et, bien entendu, rejoué ensuite. Mais je n'en possède aucune preuve et ne le suggère qu'à titre d'hypothèse (1).

IV: LA SIERRA DEL POZO (fig. 163).

La Sierra del Pozo est une montagne allongée NNE-SSW essentiellement composée de calcaires lités du Portlandien-Valanginien inférieur et de Crétacé inférieur marno-dolomitique. Cette allongement traduit la structure de ces terrains qui peut se résumer en deux ou trois larges anticlinaux suivant les points.

Sur le territoire étudié, on peut distinguer deux tronçons, l'un au NNE, l'autre au SSW, séparés par l'accident tranversal de la Nava del Espino, de part et d'autre duquel les structures ne se correspondent pas exactement.

A) PARTIE SEPTENTRIONALE (fig. 163, coupe A).

Nous avons vu que, sur son bord ouest, la Sierra del Pozo se heurtait au Trias ou au Lias de la vallée du Haut-Guadalquivir par une faille déformée probablement plus ancienne que les plis affectant ces régions.

A l'E de cet accident, on pénètre dans une région à structure anticlinale où n'affleurent que des calcaires lités et des marnes du Portlandien-Valanginien inférieur si l'on excepte quelques restes de marnes sableuses jaunâtres d'âge peut-être valanginien supérieur. Cet anticlinal est crevé parallèlement à son axe par l'Arroyo de Guadornillos. Il est bordé, à l'E, par un synclinal étroit, dirigé N-10° E, légèrement déjeté vers l'W et qui intéresse principalement des dolomies et des calcaires de l'Albo-Aptien. En son coeur, on observe néanmoins localement un peu de Vraconien (voir fig. 73) et de Miocène calcaire.

⁽¹⁾ Un peu plus au N, A.C. Lopez Garrido (1971) semble admettre cette hypothèse.

Plus à l'E encore, vient un anticlinal, étroit lui aussi, qui fait réapparaître les calcaires lités du Portlandien-Valanginien jusqu'au point de confluence des Arroyos de Valdetrillos et de Valdecuevas (G. 19, G. 20) où il se termine périclinalement. Sur son flanc oriental, on note que, au-dessus des calcaires et dolomies à Orbitolines de l'Albo-Aptien, apparaissent des marno-calcaires vraconiens puis des calcaires ivoirins cénomaniens. La série se termine par du Miocène (inférieur ?) calcaire qui forme l'arête de la Cuerda de los Alcañetes (C. 22), puis, localement, du Miocène moyen marneux.

Ces terrains miocènes sont plissés en un synclinal dont le déversement vers l'W est parfois accentué par un léger chevauchement des masses situées plus à l'E et qui constituent les Sierras de Castril.

L'accident de la Nava del Espino est assez énigmatique. Son existence ne me paraît pas faire de doute vers le NW sur le bord de la vallée du Haut-Guadalquivir (D. 17) où nous l'avons noté plus haut (fig. 161). Il est plus difficile de le suivre vers le SE au milieu des calcaires marnes et dolomies du Portlandien-Valanginien où les difficiles distinctions stratigraphiques et les mauvaises conditions d'affleurement m'ont contraint à grouper l'ensemble des couches. Au N et au SE de la maison forestière de la Nava del Espino (F. 18), je l'ai rendu responsable de l'interruption d'un certain nombre de plis. Il n'existe plus à 4 km au SE de la Nava del Espino à la traversée du synclinal miocène du Guadalentin.

Une caractéristique importante de cet accident est qu'il ne semble pas intéresser le Trias du Haut Guadalquivir (voir fig. 161), alors qu'il joue nettement dans les terrains jurassiques qui le surmontent, pour partie anormalement (Arroyo Frio...). On est donc obligé d'admettre que la cassure existait avant ce léger chevauchement, ce dernier résultant d'un coulissage du compartiment sudouest sous l'effet d'une poussée de même nature et probablement du même âge que celle ayant produit les plis de la couverture. Il en découle, si l'on accepte ce raisonnement, que l'accident cassant de la Nava del Espino est antérieur aux plis de la Sierra del Pozo et aurait joué modestement en décrochement dextre, et seulement dans une partie de la couverture, lors de la formation des plis. On peut ainsi s'expliquer l'absence de continuité des structures plissées de part et d'autre de cet accident. Rappelons que nous avions déjà admis un jeu antérieur aux plis pour l'accident cassant (presque N-S) situé non loin de là au revers est de l'Albardas (B. 16).

Un tel mécanisme n'est pas sans rappeler celui qu'on invoque pour rendre compte de structures comparables, quoique de plus grande ampleur, dans le Jura (décrochement de Besançon...).

B) PARTIE MERIDIONALE. (fig. 163, coupes B, C et D).

La partie méridionale de la Sierra del Pozo, au S de l'accident de la Nava del Espino, peut être décrite comme formée de deux anticlinaux séparés par un synclinal médian, parfois double, où sont conservés les calcaires et les do-

lomies de l'Aptien-Albien et, localement, les calcaires du Miocène.

Un déversement vers l'W y est constant et se traduit souvent par des étirements le long de surfaces inclinées dans le sens opposé. Près de la Nava del Espino, le synclinal médian est lui même accidenté de petits plis à la faveur desquels affleurent les terrains du Portlandien-Valanginien. Le Miocène est conservé en deux affleurements (fig. 163, coupe B) : l'un, peu plissé et tronqué horizontalement par une surface d'érosion ancienne à la forme d'une table (G. 17, La Mesa), l'autre, à l'E du Collado del Galán, marque nettement l'axe d'un synclinal orienté N-20° E. Un peu plus au S, on retrouve deux affleurements de calcaires miocènes à valeur synclinale mais dont le contact direct, côté ouest ou sud-ouest avec les calcaires du Portlandien-Valanginien du Calar (I. 16) exige d'admettre un étirement tectonique (voir fig. 70).

Ce synclinal, devenu unique et étroit, s'allonge vers le S et passe par le Cabañas (coupe C, fig. 71), point culminant de ces montagnes (L.14, 2036 m). Cà et là, des bandes de calcaires miocènes, montrant parfois des galets de quartzites à leur base, viennent jalonner le coeur du synclinal. On notera que l'axe de cette structure coıncide grosso modo avec l'axe du relief. Sur le flanc est du synclinal, on doit admettre, là encore, des étirements car les termes basaux de l'Albo-Aptien (calcaires et marnes) manquent le plus souvent.

La bordure est de la Sierra del Pozo est marquée par la retombée des terrains du Crétacé puis du Miocène qui viennent s'enfoncer sous le synclinal du Guadalentin. Entre le Picón du Molinillo (L. 17) et le sommet nommé Lanchas (P. 14) à 8 km plus au SSW, (coupe D, fig. 77), les dolomies et surtout les calcaires de l'Aptien-Albien deviennent très épais. Il n'est pas exclu que cet épaississement puisse correspondre à un redoublement tectonique par écaillage, ce qui expliquerait la présence dans cette région de deux masses dolomitiques alors qu'ailleurs, il n'y en a qu'une située au sommet de l'ensemble. Les coupes que j'ai pu faire sur ce versant, qui est creusé de profondes vallées, ne m'ont cependant apporté aucun argument dans ce sens et l'examen des lames minces ne m'a non plus donné aucun indice de redoublement des séries. Je considère donc qu'il s'agit là probablement d'une succession stratigraphique normale.

La terminaison méridionale de la Sierra del Pozo est complexe. D'abord, un accident cassant, dirigé WNW-ESE vient l'abaisser de quelques hectomètres : on retrouve en effet dans le compartiment SSW les mêmes terrains, avec les mêmes structures que dans le compartiment NNE, à un décalage vertical près. Mais ce compartiment, qui mesure au plus 800 m de large est découpé à son tour par un second accident cassant, subparallèle au premier qui n'est plus une faille mais un important décrochement (décrochement de Tiscar) que nous étudierons en détail plus loin. Ce dernier accident est d'ailleurs presque entièrement masqué à cet endroit par un gigantesque glissement en masse d'un pan entier de la Sierra del Pozo (voir fig. 135).

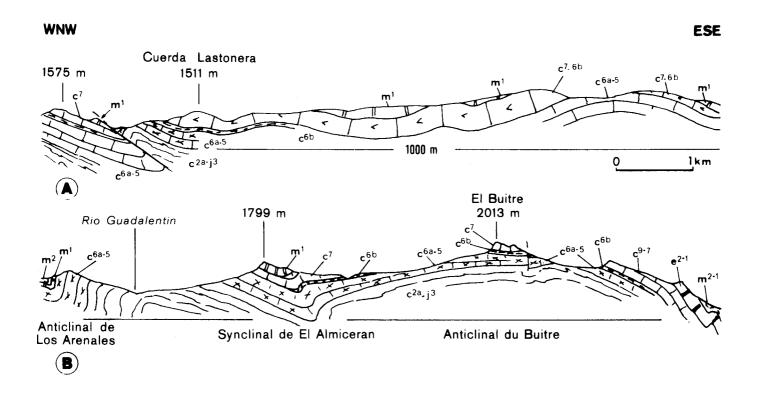


Fig. 164 : Coupes dans les Sierras de Castril (A au N, B au S).

Même légende que la figure 163 avec, en plus:

c6b : marnes du Vraconien-Cénomanien inférieur

c9-7 : calcaires du Cénomanien-Sénonien

e2-1 : calcaires de l'Eocène inférieur-moyen

V : LES_SIERRAS_DE_CASTRIL_ET_LEURS_PROLONGEMENTS_VERS_LE_S

(Cerro de Las Disputas, Peralta).

Sous ce nom, je grouperai toutes les montagnes qui sont situées entre le synclinal du Guadalentin et celui du Rio Castril. Elles sont structuralement constituées par deux larges plis anticlinaux orientés N-20° E séparés par un synclinal.

A) ANTICLINAL DE LOS ARENALES.

L'anticlinal le plus occidental (anticlinal de Los Arenales) est étroit et montre, dans sa partie septentrionale, un net déversement vers l'W. Ce déversement est bien visible dans la cluse du Rio Borosa (B. 23, fig. 164, coupe A) où l'on note même un léger chevauchement vers l'W sur le synclinal du Rio Guadalentin. Dans cette région, les terrains mis à jour par les jeux conjugués de ce pli et de l'érosion sont essentiellement crétacés (dolomies et calcaires marneux de l'Albo-Aptien, marnes à Orbitolina concava du Vraconien, calcaires ivoirins et dolomies du Cénomanien).

Un peu plus au S (C. 23) l'Arroyo de Valdeazores met à jour, avant son confluent avec l'Arroyo del Infierno, des calcaires lités du Portlandien-Valanginien. Vers le S, ces dernières formations s'interrompent pendant 2 km, étant cachées sous les dolomies et calcaires de l'Aptien-Albien. On les retrouve ensuite au lieu-dit Los Arenales (F. 22, fig. 81) grâce à l'entaille du Rio Guadalentin qui traverse obliquement cette structure. Le Portlandien est ici notablement dolomitique. Les pendages observés sur le terrain permettent d'affirmer que cet anticlinal est, localement, bordé vers l'W par une faille inverse à la faveur de laquelle un flanc de ce pli est laminé.

En allant vers le S, l'anticlinal se régularise mais reste déjeté vers 1'W (fig. 164, coupe B). Les couches du Portlandien-Valanginien disparaissent périclinalement et, sur 7 ou 8 km, n'affleurent plus que des dolomies crétacées, uniquement, ou presque, albo-aptiennes. Une magnifique terminaison périclinale vers le S est visible à 5 km au N du Cerro de Las Disputas (L. 18): l'ensemble des terrains crétacés, et leur écorce de Miocène calcaire, s'ennoient sous le Miocène moyen marneux. (voir fig. 82).

B) SYNCLINAL DE EL ALMICERÁN.

L'anticlinal de Los Arenales est bordé, à l'E, par un profond synclinal (synclinal de El Almicerán), à la faveur duquel ont été conservés les calcaires, et parfois les marnes du Miocène.

Dans la partie septentrionale (fig. 164, coupe A) entre les Torcas de Cueva Humosa et l'Arroyo del Infierno, la présence de calcaires miocènes indique bien qu'il y a là une zone synclinale mais la tectonique y est difficile à déchiffrer dans le détail du fait de l'extension des faciès dolomitiques. D'autre part, la présence d'une surface d'érosion ancienne (voir fig. 133) empêche d'y voir la prolongation des structures, qui ne sont pas soulignées par des alignements topographiques notables.

Au S de l'Arroyo del Infierno, la zone synclinale devient de plus en plus étroite et, au niveau de La Cabrilla (G. 22), se réduit à un liséré de calcaires miocènes montrant un net déversement vers l'W.

Ces calcaires miocènes sont interrompus pendant 1 km environ, puis reprennent, et se trouvent bientôt surmontés par les marnes du Miocène moyen qui forment la dépression cultivée du Cortijo del Cañuelo. Cette dépression débouche, vers le S, dans la plaine de El Almicerán.

C) ANTICLINAL DU BUITRE.

A la différence de l'anticlinal de Los Arenales, l'anticlinal du Buitre est essentiellement constitué par les calcaires ivoirins du Crétacé supérieur (Cénomanien, Turonien ? et, peut-être, par place, Sénonien inférieur).

Ce pli forme un vaste dos allongé N-20° E, crevé çà et là par des torrents conséquents qui y ont pratiqué des entailles profondes, parfois, vertigineuses. A la faveur de ces dépressions, on peut observer des terrains du Crétacé inférieur.

C'est le cas à l'E du sommet La Empanada (F. 24, F. 25, 2 105 m) dans les ravins de Tanez et de La Magdalena.

C'est aussi le cas autour du sommet El Buitre (I.23, 2 013 m, fig. 164, coupe B) qui, situé presque dans l'axe de l'anticlinal, constitue une butte de calcaires cénomaniens isolée par les creusements des barrancos del Buitre, Seco, del Laude et Gallinero.

Légèrement déversé vers l'W dans sa partie septentrionale, le pli devient presque symétrique vers le S où il se coffre : ses flancs, à forts pendages, s'opposent alors à une voûte où les couches sont subhorizontales.

L'Eocène calcaire, absent sur le flanc ouest, forme une dalle épaisse sur le flanc est (voir fig. 83). Des replis y sont visibles à l'E et au SE du Buitre. Cette barre calcaire, coupée en d'étroites cluses par quelques torrents, donne de belles falaises qui constituent un obstacle presque insurmontable à la pénétration sauf en de rares points.

Comme l'anticlinal de Los Arenales, et à peu près à la même latitude que lui, l'anticlinal du Buitre se termine périclinalement vers le S et s'ennoye sous le Miocène marneux, localement caché par un peu de Quaternaire ancien.

D) LE DOME DU CERRO DE LAS DISPUTAS (O. 18, voir fig. 110).

L'ennoiement de l'anticlinal du Buitre est de courte durée car, à peine a-t-il laissé le passage à la route de Pozo-Alcón à Huéscar, que les terrains anté-miocènes réapparaissent et forment un dôme long de 6 km et large de 4 km environ.

Son coeur est constitué par des calcaires ivoirins rapportés au Cénomanien. Ils sont entaillés au lieu-dit "La Bolera" (0. 17) par une profonde cluse du Rio Guadalentin dont l'épigénie, à partir de la surface de remblaiement du Quaternaire ancien, ne fait guère de doute (voir fig. 133). Cette particularité a été mise à profit pour asseoir en ce point un barrage-voûte.

Les calcaires sont entourés par une série marno-calcaire du Sénonien supérieur, formant une zone déprimée, en grande partie boisée et cachée, par place, par le Quaternaire ancien. De l'Eocène moyen calcaire existe plus au N où il forme une belle falaise à regard WSW culminant à la Peña de Quesada. Cet Eocène n'existe pas à la retombée sud du dôme, bien visible dans le lit du Rio Guadalentin, du fait de la discordance des calcaires miocènes, bien nette ici et soulignée, au S, par un conglomérat de base.

Les rapports exacts entre le dôme du Cerro de Las Disputas et l'anticlinal du Calar, plus à l'W, sont cachés par du Quaternaire ancien. Leur éloignement n'est guère que d'un kilomètre et l'anticlinal de Los Arenales semble bien avoir complètement disparu ici.

E) LE DOME DE PERALTA (Q. 17, voir fig. 175).

A 1 km au S de la terminaison méridionale du dôme du Cerro de Las Dīsputas, le Rio Guadalentin met encore à jour une structure brachy-anticlinale dont le coeur, formé de calcaires cénomaniens ou sénoniens, est aussi traversé par une gorge épigénique.

Cet affleurement subcirculaire, qui mesure moins d'un kilomètre de diamètre, comprend aussi des marno-calcaires du Sénonien supérieur et des calcaires miocènes. L'Eocène y semble absent.

VI : LE SYNCLINAL DU CORTIJO DE LAS PALOMAS (fig. 167 et 169).

Entre les Sierras de Castril et la Sierra Seca, se trouve une dépression synclinale étroite et allongée, orientée NNE-SSW, dont le fond est occupé par des dépôts miocènes. Elle est en grande partie drainée par le Rio Castril. A cette structure, je donnerai le nom de synclinal du Cortijo de las Palomas.

A) AU N DE LA LATITUDE DE LA EMPANADA (fig. 167, coupes A et B).

On se trouve là dans le domaine de la surface d'érosion ancienne des Torcas de Cueva Humosa (voir fig. 133). Les flancs du synclinal du Cortijo de Las Palomas, aux abords de la ferme de ce nom (D. 28), montrent des calcaires tertiaires que je rapporte, dans leur ensemble, au Miocène. Ils sont, en effet, discordants sur leur substratum (Vracono-Cénomanien ou Aptien-Albien). Les microfaunes plus anciennes que le Miocène, que renferment parfois ces calcaires (Nummulites, Assilines et Orthophragmines brisées, éch. 1215 à 1 km au S du Cjo de las Palomas, débris de Sénonien), sont donc à considérer comme issues de remaniements.

A 1'E du synclinal du Cortijo de las Palomas, existe un autre synclinal, parcouru, en son centre, par l'Arroyo Cañada Lamienta, du côté nord, et par le Barranco de Márfil, du côté sud (voir fig. 167, coupes A et B). Plus étroit que le précédent, il est dirigé NE-SW et son coeur est marqué par des calcaires miocènes surmontés de marnes. Ces calcaires reposent, sur le bord ouest de la Sierra Seca, en discordance cartographique nette sur des terrains allant de l'Aptien-Albien à l'Eocène. Ce pli se poursuit vers le SSW, jusqu'à quelque 3 km au SSE du Cortijo de las Palomas, endroit où il se soude au pli précédent.

B) DE LA LATITUDE DE LA EMPANADA A CELLE DE CASTRIL (fig. 167, coupe C et fig. 169, coupe A).

Ce n'est qu'à 4 km au SSW du Cortijo de las Palomas que des calcaires massifs à rapporter vraisemblablement à l'Eocène moyen commencent à apparaître sur la rive droite du Rio Castril. Mes itinéraires ne m'ont pas amené en ce point d'accès difficile, mais j'ai recoupé ces calcaires en aval où ils contiennent Nummulites, Orthophragmines et Alvéolines et forment de belles falaises jusqu'au S du Buitre (voir fig. 83). Ils sont absents sur le bord oriental du synclinal où le Miocène repose directement sur l'Aptien-Albien ou le Vraconien-Cénomanien.

On notera que les calcaires miocènes, si bien développés plus au N, sont ici extrêmement réduits, de telle sorte que les marnes miocènes reposent pratiquement directement sur le Crétacé ou l'Eocène, parfois par l'intermédiaire

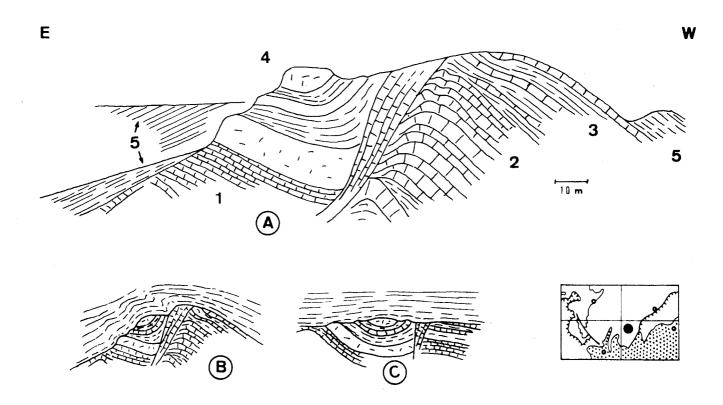


Fig. 165 : Le Miocène discordant sur l'Eocène dans le Barranco Morcillo, à 3 km au NW de Castril (L. 23).

A : coupe prise sur la rive droite du ravin (et, pour la partie visible en haut à gauche, sur la route de Castril à Pozo-Alcon). YPRESO-LUTETIEN : l et 2 : calcaires en petits bancs. 3 : calcaires et marnes bleues. 4 : masses de calcaires à Alvéolines et marnes.

MIOCENE INFERIEUR-MOYEN : 5 : marnes blanches.

B: reconstitution avant le déblaiement des marnes miocènes (à l'aide des observations faites sur la rive gauche et sur la route de Castril). Un enduit glauconieux marque souvent la base du Miocène

C: reconstitution avant le plissement des marnes miocènes.

On notera la présence de plis et de failles antérieurs à la transgression du Miocène.

de conglomérats (2,5 km à 1'W de Castril, voir fig. 89, niveau 9 et fig. 169). Le passage des calcaires aux marnes miocènes se fait parfois très progressivement par l'intermédiaire de niveaux de marnes indurées, ce qui évoque la possibilité d'un passage latéral, de l'un à l'autre faciès, plutôt que d'un ravinement des calcaires miocènes par les marnes qu'ils supportent.

Quelques replis sont à noter au sein de ce synclinal du Rio Castril. A 3 km à l'E du Buitre, un léger anticlinal fait réapparaître, sur la rive droite du Rio Castril, les calcaires éocènes sous les marnes miocènes. Cette structure se poursuit dans les falaises de calcaires éocènes où un pli est visible. A 3 km à l'WNW de Castril, un autre pli anticlinal fait ressortir l'Eocène de sa couverture de marnes miocènes. L'étude de cet affleurement, bien visible dans le Barranco Morcillo, montre assez nettement l'existence de plis et de cassures de détail antérieurs à la transgression du Miocène (fig. 165).

C) DEPRESSION DE L'ARROYO TRILLO.

L'Arroyo Trillo, au N du Cerro del Peñon (Q. 21), traverse une région marneuse qui est la suite, vers le SE, de celle du synclinal du Cortijo de las Palomas (fig. 169, partie gauche de la coupe B).

Il s'agit surtout de marnes miocènes mais, à 3 km au N-10° W du Cerro del Peñon, j'ai constaté la présence de deux petits affleurements de marnes blanches et roses d'âge sénonien, à faciès très pélagique. (éch. 1126). Ces affleurements ne sont pas assez bons pour qu'on puisse décider de leurs rapports tectoniques avec les marnes miocènes. Sur le terrain, ils m'ont semblé reposer anormalement sur ce Miocène. Cette impression est renforcée par le fait que ce Crétacé présente un faciès beaucoup plus pélagique que celui du Cerro de las Disputas, qui affleure, en position autochtone, à 2 km au NW de là (0. 18). Je pense donc que ces petits lambeaux sont allochtones et doivent venir de plus au S.

D'autre part, à 3 km au NE du Cerro del Peñon, les collines culminant au Zanjero (O. 21, O. 22, cotes 1001, 987 et 962; voir fig. 124, 166 et 169, coupe B), sont formées par des calcaires très organogènes qui sont datés, par place, du Miocène basal par des Miogypsines (éch. 2444 et 2442, voir p. 391). Ces couches, tranchées en oblique vers le bas, reposent anormalement sur le Miocène moyen marneux qui entoure ces buttes et dont le pendage est d'ailleurs différent. Le chevauchement est particulièrement clair à 800 m au S de la cote 962 (fig. 166) où un peu de Crétacé supérieur se trouve en position renversée sur le Miocène basal dont il constitue probablement le substratum stratigraphique.

On notera que toutes ces formations considérées ici comme exotiques, ne sont pas accompagnées de Keuper. Il n'y a certainement pas lieu d'aller leur chercher une origine lointaine. Je pense qu'une simple exagération frontale de l'anticlinal du Cerro del Peñon, très déversé au SW du Zanjero, peut suffire à expliquer ces observations (fig. 169) à moins qu'on fasse intervenir l'accident du Tablazo, qui n'est guère qu'à un kilomètre au SE et le long duquel on connaît du Sénonien pélagique.

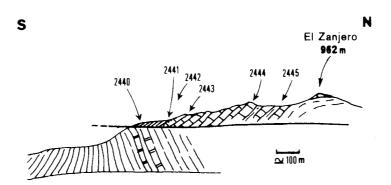


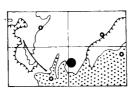
Fig. 166 : coupe de la colline culminant au Zanjero (0.21). Voir le texte.

2440 : marnes sénoniennes et Paléocènes

2441 à 2445 : calcaires gréseux et marnes du Miocène inférieur

(Miogypsina...)

Sous le contact anormal subhorizontal : marnes blanches à bancs calcaires du Miocène moyen.



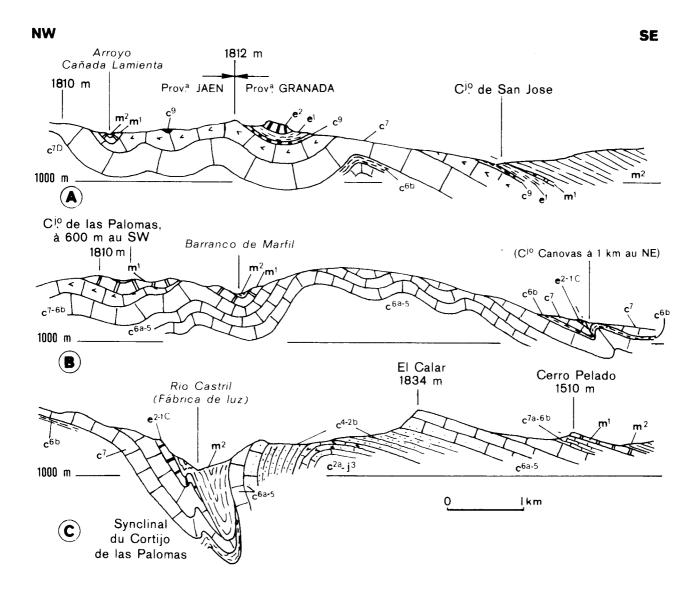


Fig. 167: Coupes dans le synclinal du Rio Castril et la Sierra Seca (A au N, C au S).

c2a-j3: calcaires et dolomies du Portlandien-Valanginien inférieur.
 c4-2b: marnes sableuses et grès du Valanginien supérieur-Barrémien.
 c6a-5: calcaires gréseux à Toucasia (Aptien-Albien)
 c6b: marno-calcaires (Vraconien-Cénomanien inférieur)

c7 : calcaires et dolomies du Cénomanien (et du Turonien ?)

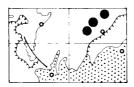
c7a-6b : (coupe C) marno-calcaires du Vraconien-Cénomanien

c9 : marnes sénoniennes

el : Eocène inférieur marneux

e2 : Eocène moyen calcaire (e2-1: Eoc. inf. et moy.) m1 : calcaires à Mélobésiées (Miocène inférieur)

m2 : marnes à Orbulines (Miocène moyen)



VII: LA SIERRA SECA (fig. 167).

La Sierra Seca est la plus orientale des montagnes prébétiques de ces régions. Elle est orientée NNE-SSW et vient se terminer un peu au N de Castril, au N de la Hoya de Ortiz (K. 2/). Cette terminaison orographique n'a pas une raison structurale mais est dûe à l'évolution des faciès des formations crétacées vers le S: on passe, en effet, d'une série surtout calcaire, au NW, à une série marno-sableuse, au SE, offrant beaucoup moins de résistance aux agents de l'érosion.

A) LA CUERDA DE LAS CHARCAS.

La partie septentrionale de la Sierra Seca, au N de la Sierra Sagra, porte le nom de Cuerda de las Charcas (ou Sierra de Guillemona). Elle forme le bord méridional du plateau de Santiago de la Espada lequel va rejoindre, vers 1'W celui des Torcas de Gueva Humosa. Etant bordé au S par un accident vertical, elle constitue un belvédère naturel qui domine la dépression du Tertiaire du Cortijo de la Retamosa (B. 37, fig. 112) et offre une belle vision de la Sierra Sagra et des montagnes subbétiques plus méridionales.

Sur la feuille de San Clemente, sa structure peut se résumer en un pli synclinal axé sur le Cortijo de los Mirabetes (A. 38), et enun pli anticlinal parallèle, à 1 km plus au SE, à la faveur duquel on voit apparaître un peu de Crétacé supérieur. Ces structures sont dirigées SW-NE. L'essentiel de ces reliefs est formé par les calcaires de l'Eocène inférieur-moyen qui, nous l'avons vu (fig. 113), passent latéralement, vers le SE, à des séries marneuses.

B) LA SIERRA SECA AU NE DE LA MACHADA.

La structure de cette région est la même que celle de la Cuerda de las Charcas, dont elle est séparée par un décrochement que nous analyserons plus loin. Au NW (fig. 167, partie droite de la coupe A et fig. 86 et 112) un synclinal axé SW-NE est marqué par des masses calcaires de l'Eocène surmontées de marnes miocènes, elles-mêmes recouvertes par un paquet de calcaire miocène homologue de celui dominant le Cortijo Mirabetes (voir fig. 113).

Il est flanqué au SE par un anticlinal dissymétrique, le flanc nordouest étant subvertical, le flanc sud-est n'étant que peu incliné. Quelques ravins entaillent sa carapace où les dolomies néocrétacées passant latéralement vers le S à des calcaires, jouent un grand rôle. Ces dépressions font voir jusqu'aux calcaires de l'Albien. La série, plongeant vers le SE, se poursuit par les couches de l'Eocène marneux de La Retamosa. Elle est très nettement prise en

oblique par le Miocène inférieur discordant qui repose sur des termes de plus en plus anciens en allant vers le SW.

C) LE DECROCHEMENT DE LA CUERDA DE LAS CHARCAS (fig. 168).

De part et d'autre de l'accident, subvertical, bordant au S la Cuerda de las Charcas, il existe donc des structures comparables, dans un matériel qui présente, à l'Eocène inférieur et moyen, le même phénomène de passage latéral de séries calcaires au NW à des séries marneuses au SE.

Pour remettre en vis-à-vis les structures décalées par l'accident, on constate que l'on doit faire glisser, par la pensée, le long du plan de cassure le compartiment nord (Cuerda de las Charcas) vers l'WNW par rapport au compartiment sud (Sierra Seca proprement dite). Du même coup, faciès calcaires et marneux de l'Eocène se retrouvent, respectivement, face à face dans les deux compartiments.

Cet ensemble de faits constitue la preuve que l'accident de la Cuerda de las Charcas est un décrochement dextre d'environ 3 km d'amplitude. Si vers l'ESE, le décalage des terrains miocènes parait plus faible, ceci ne signifie pas que l'accident s'amortit car le faible pendage des couches en ce point suffit à expliquer cette apparence.

D) LA SIERRA SECA, DE LA MACHADA AU MORO (fig. 167, coupes B et C).

En allant vers le S, on voit que le synclinal à coeur d'Eocène et de Miocène dont nous avons signalé l'existence au NE de la Machada se déverse, s'amincit et ne se retrouve plus guère, à l'W du Cortijo de los Cánovas (F. 32), que grâce à une bande de terrains tertiaires qui disparaît bientôt (fig. 167, coupe B et fig. 87). L'anticlinal, déversé vers le NW et même parfois légérement chevauchant qui le flanque au SE, subit le même sort et ne se poursuit pas au S de la latitude de San Clemente.

La structure de la Sierra Seca est donc alors réduite à un vaste anticlinal (fig. 167, coupe C) qui, en grande partie du fait de la discordance du Miocène, ne montre bientôt plus de termes postérieurs au Vraconien. On y trouve surtout des couches marno-calcaires à Orbitolines et Rudistes de l'Aptien-Albien entaillées au N du Moro par le profond ravin du Barranco Canalejas au fond duquel affleure le Berriasien (fig. 88).

Au SW du Moro, les calcaires de l'Aptien-Albien, fortement entamés par l'érosion, forment une magnifique cuesta dominant la dépression de la Hoya de Ortiz et celle de Castril. Au pied de cette marche d'escalier, et au coeur de l'anticlinal, on retrouve les formations dolomitiques du Portlandien-Valan-

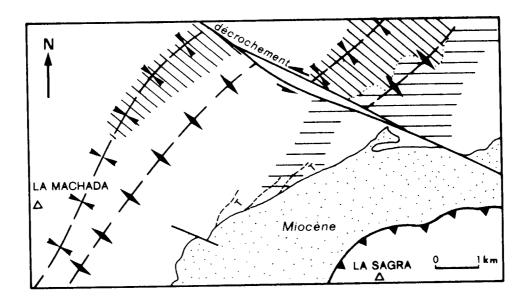
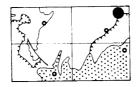


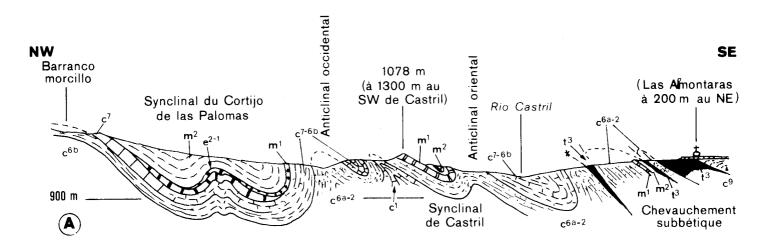
Fig. 168 : Le décrochement de la Cuerda de las Charcas

barré oblique : Eocène moyen calcaire barré horizontal : Eocène moyen marneux.

On constate sur cette figure que le décrochement est de l'ordre de 3 km.

Au NW de Miocène, on a figuré quelques limites de terrains eocènes avec leur pendage : on constate ainsi la discordance du Miocène.





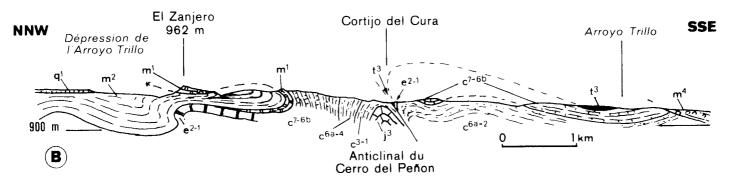


Fig. 169 : Coupes dans le synclinal du Cortijo de las Palomas et dans le prolongement méridional de la Sierra Seca (A au N, B au S).

COUPE A

: marnes gypsifères (Keuper)

: calcaire marneux à Ammonites (Berriasien et Valanginien basal)

c6a-2: marnes sableuses (Valanginien-Albien)

c7-6b: marno-calcaires du Vraconien-Cénomanien

: marnes sénoniennes subbétiques

e2-1 : calcaires de l'Eocène inférieur-moyen

: calcaires du Miocène inférieur m1

m2 : marnes du Miocène moyen

COUPE B

m2

: Keuper gypsifère t3

: calcaires portlandiens

c3-1 : marnes plus ou moins sableuses (Berriasien-Néocomien)

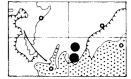
c6a-4: marnes et grès flyschoïdes (Aptien-Albien)

c6a : marnes sableuses et grès du Néocomien-Albien c7-6b: marno-calcaires du Vraconien-Cénomanien

e2-1 : calcaires de l'Eocène inférieur-moyen

: calcaires du Miocène inférieur m1

: marnes du Miocène moyen : formation marno-gypsifère de Baza



ginien qui forment un mont dérivé (1) enveloppé par les séries marno-sableuses du Néocomien-Barrémien.

VIII : <u>LE_PROLONGEMENT_DE_LA_SIERRA_SECA_AUX_ENVIRONS_DE_CASTRIL_DE_LA_HOYA_DE</u> ORTIZ_AU_CERRO_DEL_PEÑON (fig. 169).

Les structures de la Sierra Seca se prolongent vers le S dans la région de Castril. Mais dans cette région, nous l'avons vu, l'ensemble du Crétacé devient marneux ou marno-sableux : on trouve, en effet, sur un Berriasien marno-calcaire à Ammonites, un ensemble tendance flysch (marnes sableuses avec de rares bancs de calcaires et des bancs de grès à "hiéroglyphes") du Néocomien à l'Albien surmonté de calcaires marneux en petits bancs (Vracono-Cénomanien) puis de marnes sénoniennes. Le Miocène inférieur, souvent conglomératique, est discordant sur cet ensemble.

Il est difficile de déchiffrer les structures dans ce matériel tendre qui ne donne pas de relief notable, est souvent soliflué et parfois recouvert, sur de grande surfaces, par les dépôts du Quaternaire ancien.

Il y a quelque temps (A. Foucault, 1961), j'avais considéré que la région de Castril était découpée par de multiples écailles, celles-ci étant jalonnées soit par des brèches tectoniques soit par des lames de Trias supérieur gypsifère. Mais les "brèches tectoniques" sont en réalité des conglomérats marquant la base, discordante du Miocène inférieur. Si parfois des étirement locaux les longent, leur nature même souligne la nature stratigraphique générale de leur contact basal.

Quant aux lames de Keuper sur l'origine desquelles je ne m'étais pas prononcé, il me semble aujourd'hui que la majorité puisse être interprétée comme des masses allochtones, procédant de la base du Subbétique, superposées anormalement au substratum autochtone dans les plis synclinaux duquel elles auraient été pincées ensuite (voir fig. 170). Elles ne jalonneraient pas de contacts anormaux de grande amplitude même si, à la faveur de leur plasticité, se seraient produits quelques glissements.

Il en résulte que la structure de la région de Castril m'apparaît aujourd'hui composée d'une succession de plis souples, parfois étirés, et non d'é-

^{(1).} On appelle "mont dérivé" le relief constitué par l'affleurement d'une couche dure au fond d'une combe anticlinale (voir A. Foucault et J. F. Raoult, 1966, fig. 77).

cailles superposées les unes aux autres (1).

On distingue, dans cette région, un certain nombre de plis déversés vers l'WNW. Il est probable que leurs flancs inverses sont parfois au moins localement étirés, même si ces étirements sont difficilement décelables.

A) L'ANTICLINAL OCCIDENTAL.

Il est orienté SSW-NNE et borde, à l'E, le synclinal du Cortijo de las Palomas. Les premiers affleurements crétacés qu'on peut lui attribuer se trouvent au pied sud-est de la butte couronnée par des travertins et cotés 1221 m, à 3 km au NNW de Castril. Son bord occidental est jalonné par des conglomérats discontinus que je rapporte au Miocène basal (fig. 89, niveau 9).

C'est aussi à la base du Miocène que je rapporterais les blocs qui constituent la butte, cotée 1083 m, située à 2 km au NNW de Castril. Ces quelques blocs de grande taille (plusieurs décamètres) sont formés essentiellement de calcaires à Orbitolines et de calcaires à Nummulites, Orthophragmines et Alvéolines. Ils sont interstratifiés au contact, renversé, des marnes sableuses du Crétacé inférieur et du Miocène marneux. Leurs pendages sont désordonnés. Tous ces caractères se rapportent plus facilement à une brèche d'écroulement datant de la base du Miocène qu'à une écaille tectonique, hypothèse à laquelle on pourraît aussi penser. Je crois aussi pouvoir écarter la possibilité d'un éboulement récent qui se serait produit avant le creusement actuel du Rio Castril à partir des hauteurs dominant la rive droite de cette rivière. En effet, si ces dernières comportent bien des calcaires à Orbitolines, elles ne montrent pas de calcaires éocènes, la limite d'érosion anté-miocène de ces dernières étant située plus à 1'W.

Vers le S, les affleurements crétacés, un moment cachés sous le Quaternaire ancien, réapparaissent à 2 km au SW du Gallego sous des calcaires conglomératiques à Miogypsines qui forment les buttes cotées 1091 et 1024 (N. 22, N. 23). L'ensemble, couché vers l' WNW, s'ennoye bientôt sous le Miocène marneux de la Rambla Honda.

A 2 km au SW de cette terminaison, des calcaires éocènes (0. 21),

^{(1).} Cette région a fait l'objet récemment d'un travail, illustré d'une carte au 25 000 ème, de J. García Mondejar (Tesis de licenciatura, Granada, 1970). Cette étude n'est pas publiée mais son auteur, à qui j'avais communiqué la substance des remarques ci-dessus, a eu l'obligeance de me le faire parvenir. Les données qu'il apporte, et les arguments qu'il fournit, ne me semblent pas en contradiction avec l'image que je présente ici.

dégagés par l'Arroyo Trillo, peuvent marquer la prolongation de cette structure anticlinale qui se perd au sein des marnes miocènes.

B) L'ANTICLINAL DU CERRO DEL PEÑON.

Il prolonge, vers le SSW, celui de la Sierra Seca. Il est notablement déversé ou même couché vers le NW. Son axe est jalonné par des affleurements discontinus de Berriasien à Ammonites (3 km au NNE et 2 km au SW de Castril, niveau 1, fig. 90), lesquels sont enveloppés par des formations marneuses ou marno-sableuses de Crétacé plus élevé allant jusqu'au Sénonien en quelques points. L'ensemble est surmonté par des conglomérats et des calcaires, alternant parfois avec des marnes, d'âge miocène inférieur. Ce dernier ensemble qui forme un élément important du paysage et constitue la plupart des sommets (Virgen de Castril, L. 25; Peña de Castril, M. 25; Gallego, N. 23), est discordant, parfois, semblet-il, jusque sur le Berriasien (100 m au NE du Gallego).

Vers le S, l'anticlinal devient difficile à suivre pendant 2 ou 3 km dans la région du Tablazo (0.23) : il est marqué par des marnes sableuses du Crétacé inférieur puis des marno-calcaires du Cénomanien sur le bord sud-est desquels viennent en contact direct, probablement du fait d'un étirement, des marnes claires du Sénonien.

Plus au SW encore, la structure anticlinale réapparaît nettement car en son coeur, affleurent, de l'Arroyo Trillo au Cerro del Peñon (Q. 21), des calcaires du Kimméridgien-Portlandien qui forment une bande presque E-W (fig. 20). La succession du flanc septentrional de ce pli est complète et simple : en remontant le cours de l'Arroyo Trillo (cf. fig. 169, coupe B), on coupe, dans l'ordre, tous les terrains du Crétacé, du Berriasien au Cénomanien, lequel est recouvert par le Miocène, conglomératique à sa base. Notons que la série, de normale qu'elle était à sa base, avec un plongement de 50° vers le N, se renverse progressivement vers le sommet et que le Cénomanien plonge à quelque 60° vers le S. Rappelons que c'est à l'exagération de ce dispositif que j'attribue, hypothétiquement le lambeau charrié de Crétacé supérieur et de Miocène basal du Zanjero.

J'ai moins bien réussi à déchiffrer la stratigraphie du flanc sud de l'anticlinal du Cerro del Peñon. Il est probablement faillé et peut-être laminé car un synclinal de Miocène très pincé vient très près au S du Jurassique et il est douteux que toute la série crétacée puisse se développer normalement entre les deux.

C) LE SYNCLINAL DE CASTRIL.

Ce synclinal, parfois très pincé, borde, à l'E, l'anticlinal du Cerro del Peñon. A 2 km au NNE de Castril (L.26), il est marqué par des conglomérats miocènes. Ceux-ci reposent, au NNW, sur des calcaires de l'Aptien-Albien et sont

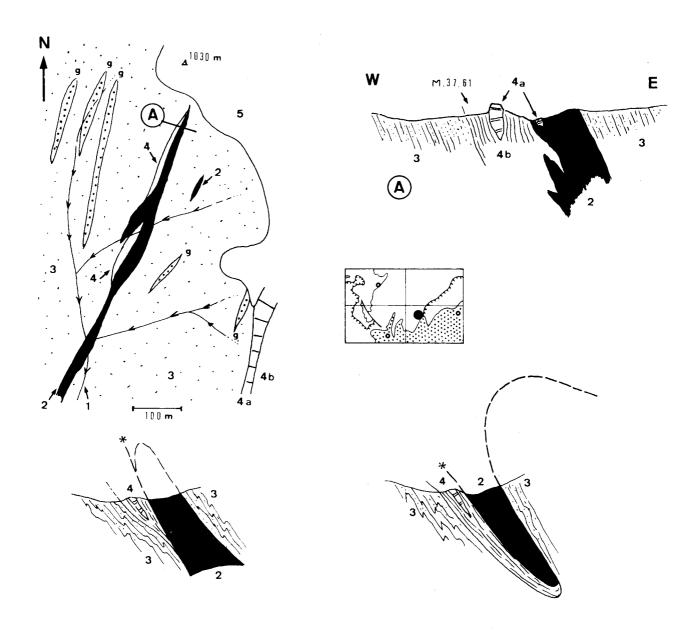


Fig. 170 : La bande de Keuper du Barranco del Aguasal et son interprétation (M. 26, N. 26).

- en haut, à gauche : plan (très schématique).

- en haut, à droite : coupe marquée A sur le plan.

- en bas : interprétations ; à gauche comme un pli dia-

pir, à droite comme un synclinal de nappes.

légende commune :

1 : ravins et principalement Barranco del Aguasal (presque N-S), 2 : Keuper gypsifère, 3 : flysch marno-gréseux paléocrétacé (g : principaux bancs de grès), 4 : Miocène (4 a : calcaire, 4 b :

marneux)

M.37.61 : lavage à <u>Orbulina suturalis</u>, <u>Globigerinoides triloba</u>, <u>Globigerina bulloides</u>...), 5 : dépôts des plateaux (Quaternaire ancien).

en contact, au SSW avec des marnes gréseuses de l'Eocène inférieur reposant elles-mêmes sur de l'Albo-Cénomanien. Je pense qu'un étirement existe entre Eocène et Miocène car les différences entre les deux flancs du pli s'expliquent difficilement uniquement par une simple discordance du Miocène, certaine cependant.

Vers le SSW, la structure synclinale est bien visible dans les couches miocènes, qui donnent notamment le pittoresque relief de la Peña de Castril. La dissymétrie du pli, plus redressé sur son flanc sud-est, y est très claire (fig. 90).

Un étirement se produit probablement dans le prolongement méridional de cette structure qui s'efface puis se retrouve, plus au S encore, marquée par des formations sénoniennes et éocènes (marnes blanches et grès à Nummulites du Cortijo del Cura, Q. 22, à 2,5 km à l'ENE du Cerro del Peñon (fig. 169, coupe B).

Ce dernier affleurement est curieusement accompagné par un filet de Keuper gypsifère qui exige une explication. Il serait tentant de faire de cet affleurement une extrusion de Trias diapirique comme il en existe dans les parties frontales du Subbétique. Mais, alors que dans ces dernières, le diapirisme est amplement démontré par un faisceau d'arguments (et notamment le remaniement du Keuper dans différents niveaux du Crétacé et du Tertiaire) il n'en est pas de même ici. Le fait que le Keuper soit lié à une structure synclinale me fait plutôt penser qu'il s'agit de Trias allochtone (base du Subbétique ?) qui, étant venu reposer anormalement sur les termes sommitaux de la série stratigraphique aurait été plissé ensuite avec elle. Nous retrouverons cette explication pour d'autres affleurements de Keuper de régions voisines (voir p. 496 et p. 524).

D) LA REGION PLISSEE SITUEE A L'E DU SYNCLINAL DE CASTRIL.

Elle montre surtout une grosse masse de marnes sableuses paléocrétacées à bancs de grès d'allure flysch. On y trouve aussi de l'Albo-Cénomanien marno-calcaire, du Sénonien marneux et de l'Eocène inférieur marno-gréseux. A l'E, le Miocène, calcaire puis marneux, qui repose en légère discordance sur cet ensemble, paraît en position stratigraphique normale, alors qu'à l'W, nous l'avons vu, des conglomérats que je rapporte au début de cette période semblent, au moins, disharmoniques.

Vers le S, cette zone se poursuit, mais je n'y ai plus repéré ni Sénonien ni Eocène, sauf dans la région du Tablazo ou je les ai mentionnés plus haut. La discordance du Miocène basal peut être rendue responsable de ce fait.

A 2 km au SE de Castril, existe, au sein du flysch paléocrétacé, une bande étroite de Trias marno-gypsifère, orientée N-S ou NNE-SSW, passant à 1,5 km à 1'W de Las Almontaras (fig. 169, coupe B) et visible sur plus de 4 km de long. Sur la plus grande partie de son trajet, les formations constituant le ver-

sant sont extrêmement solifluées sur les pentes et l'affleurement de Keuper ne se prête guère à l'observation sauf, localement dans l'entaille du Barranco del Yeso où l'on constate qu'il se présente comme une mince lame à fort pendage vers l'E et interstratifiée dans le flysch paléocrétacé. Mais à 4 km au N-10° W de las Almontaras, à quelques hectomètres au S d'une cote 1030 m, quelques ravins dont le Barranco del Aguasal, permettent de faire de bonnes observations (fig. 170). On voit qu'il existe ici, outre le flysch aptien-albien et le Keuper, du Miocène calcaire et marneux. Ce Miocène se trouve à l'W du Keuper, donc tectoniquement sous lui. Plus à l'E, on retrouve la formation marno-gréseuse paléocrétacée, avec les mêmes faciès que du coté ouest, ce qui interdit de voir là des rapprochements tectoniques importants.

Deux interprétations peuvent rendre compte de ce dispositif

- 1. ou bien le Keuper apparaît en anticlinal, et on aurait là un pli diapir dont le flanc inverse serait étiré (fig. 170, en bas à gauche)
- 2. ou bien le Keuper, chevauchant à l'origine sur le Miocène, aurait été repris dans un pli synclinal laminé du côté oriental (fig. 170, en bas à droite).

Sans éliminer totalement la première hypothèse, je pense que la seconde est plus probable, l'origine de ce Keuper allochtone pouvant alors être trouvée à la base du Subbétique qui affleure à moins d'un kilomètre à l'E. Nous verrons plus loin (unité intermédiaire au pied de la Sierra de Moncayo), un dispositif comparable, venant à l'appui de cette interprétation (1).

En poursuivant vers le S, on constate que l'orientation structurale SSW-NNE, jusqu'ici bien marquée dans cette zone, se perd et que d'autres directions sont observables. Un large synclinal perché, à coeur de Miocène calcaire (Los Arboleanos, Q. 23, 933 m), est axé N-S. Il est bordé au SW par un anticlinal NNW-SSE où affleure le flysch paléocrétacé, lui-même flanqué au SSW par un synclinal parallèle à coeur de marno-calcaires vracono-cénomaniens. Dans ce dernier, sur la rive gauche de l'Arroyo Trillo, entre le Cortijo Trillo et le Cortijo del Horno (R. 23), on note un mince affleurement de Keuper gypsifère, orienté parallèlement aux plis, dont l'explication peut être la même que celle donnée plus haut pour l'affleurement de Keuper situé à 1,5 km à 1'W de las Almontaras.

Je n'ai pu trouver l'explication des changements de direction des structures qu'on observe dans cette région. Peut-être traduisent-ils le jeu d'un décrochement profond. On ne peut d'ailleurs pas les suivre vers l'W, le S ou l'E

^{(1).} J. Garcia Mondejar (1970, p. 72 du texte dactylographié) pense que ce Keuper est 1) "comme interstratifié dans le flysch aptien", 2) "fossilisé par les sédiments miocènes du Cerro Fernandez". Au vu de sa cartographie, je pense néanmoins pouvoir maintenir mon opinion.

où des dépôts postorogéniques mio-pliocènes (Bassin de Castillejar-Baza) ou quaternaires anciens viennent les recouvrir.

IX: LA SIERRA DE QUESADA (fig. 171, 176 et 177).

La Sierra de Quesada s'allonge sur 10 km environ de Quesada (J. 8), au NNW, à Tiscar (N. 10), au SSE. Sa largeur maximum ne dépasse guère 3 km. Elle est formée d'un certain nombre de plis d'axe SW-NE, déversés vers le NW. Ces plis présentent un plongement axial marqué vers le SW et s'ennoient sous le Miocène marneux : cette disposition structurale se traduit par un relief présentant une pente relativement régulière vers le SW.

Du côté nord-est, par contre, c'est un ressaut important et presque rectiligne qui borde la Sierra, laquelle domine ainsi largement les dépressions de Miocène marneux de Quesada et de Tiscar. Cette morphologie est dûe à la présence d'un accident vertical important qui tranche les structures en en donnant dans le paysage, une coupe naturelle (fig. 171). Nous démontrerons plus loin, qu'il s'agit d'un décrochement dextre ayant déplacé de 6 km vers le NNW l'extrémité méridionale des Sierras de Cazorla et del Pozo.

Il en résulte que la structure de la Sierra de Quesada et les variations de faciès des matériaux impliqués dans cette structure présentent des homologies avec celles des Sierras de Cazorla et del Pozo.

A) ANTICLINAUX DE LA MAGDALENA ET DU CERRO DE VITAR (A1, A2 et A3, fig. 176, coupe B).

La partie septentrionale de la Sierra de Quesada montre des plis où n'affleurent que des dolomies du Paléocrétacé et des calcaires du Miocène inférieur. Ces plis sont nettement déversés vers le NNW. En un seul point, au coeur de l'anticlinal du Cerro de Vitar (A3), j'ai constaté l'existence, directement sous les dolomies paléocrétacées, de marnes à oolithes ferrugineuses (Portlandien ?-Berriasien). Ceci indique qu'il y a lieu de rapporter ce point à la zone de faciès, développée dans la Sierra de Cazorla, où l'on trouve aussi à cette époque des marnes à oolithes ferrugineuses, par opposition à la Sierra del Pozo où le Portlandien-Valanginien inférieur est représenté par des calcaires marneux épais de plusieurs hectomètres.

Sur la bordure nord-est de l'anticlinal du Cerro de Vitar, on notera la présence de chicots de calcaires et de dolomies où l'on note des pendages verticaux ou subverticaux. Ces blocs, qui sont à rapporter à l'Aptien-Albien et au Miocène inférieur, jalonnent le tracé de l'accident de Tiscar et doivent être considérés comme des fragments arrachés aux plis septentrionaux de la Sierra de

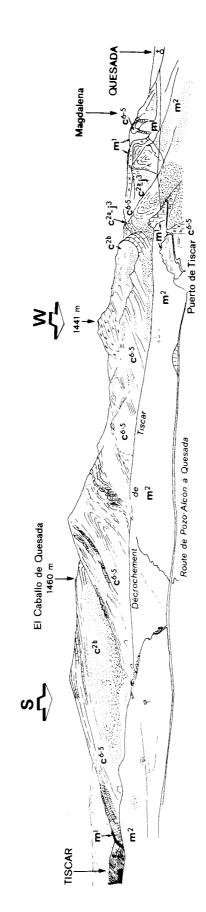


Fig. 171 : Panorama de la Sierra de Quesada vu du Puerto de Tiscar (M.10).

C²-j³ : calcaires lités du Portlandien-Valanginien inférieur
c^{2b} : marnes sableuses et gréseuses jaunâtres à Exogyres et Ammonites
c⁶⁻⁵ : Aptien-Albien (dolomies vers Quesada, calcaires lités et dolomies vers Tiscar)
m¹ : calcaires blancs à Amphitégines et Mélobésiées (Miocène inférieur)
m² : marnes blanches ou jaunâtres (Miocène moyen)

: marnes blanches ou jaunâtres (Miocène moyen)

Quesada lors du jeu de cet accident.

B) ANTICLINAL DU BARRANCO DEL TIZÓN (voir fig. 79 et A 4, fig. 176, coupe B).

Au SSE des plis précédents, l'anticlinal du Barranco del Tizón est compliqué en son milieu par un synclinal de moindre ampleur. La structure en est bien visible dans le paysage (fig. 171). On notera que les calcaires lités et marneux qui constituent l'essentiel de cette structure sont à rapporter au Portlandien-Valangien inférieur. Des marnes sableuses à Exogyra latissima les surmontent (Valanginien supérieur) puis des marno-calcaires et des dolomies gréseuses de l'Aptien-Albien. On retrouve là la série de la Sierra del Pozo.

C) ANTICLINAL DU CABALLO DE QUESADA (voir fig. 80, fig. 176, coupe B, A 5 et fig. 171).

Après un synclinal marqué par le coin de dolomies de l'Aptien-Albien culminant à 1441 m, et qui correspond au synclinal du Cabañas, on retrouve un autre pli anticlinal. Celui-ci, déversé vers le NW, est essentiellement marqué par la prédominance de calcaires plus ou moins marneux et de dolomies du Paléo-crétacé (Aptien-Albien). La base de cette formation est constituée par des calcaires blancs à <u>Pianella dinarica</u> bien développés par ailleurs dans la Sierra del Pozo au S du Cabañas.

Au coeur de l'anticlinal, affleurent des grès et des marnes sableuses jaunâtres à Exogyra latissima. L'épaisseur de ces couches paraît ici assez grande (plusieurs hectomètres?) mais leur pendage, proche de la pente des versants, ne permet que difficilement d'en juger.

Toute cette série s'apparente à celle de l'anticlinal sud-est de la Sierra del Pozo.

X : <u>LE_CERRO_ALTO</u> (fig. 172 et 173).

La série de la Sierra de Quesada, qui s'ennoie vers le SW sous les marnes miocènes de Belerda (0. 10), comprend, on l'a vu, des marno-calcaires et des dolomies paléocrétacés directement surmontés par des calcaires à Algues miocènes.

A un peu plus d'un kilomètre au S, au Cerro Alto (P. 9), on voit res-

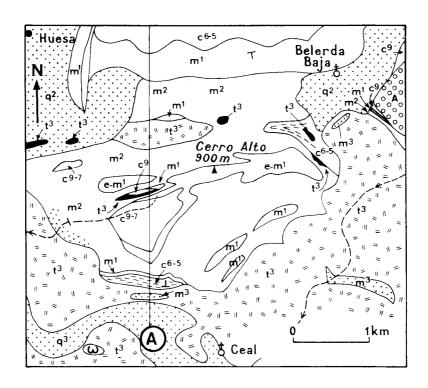


Fig. 172 : Schéma géologique des environs du Cerro Alto (P. 9)

A : tracé de la coupe de la fig. 173 (voir légende avec cette figure).

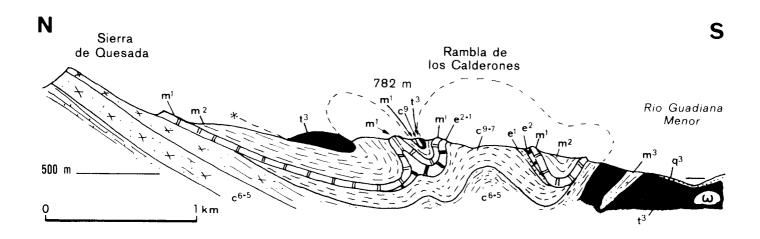


Fig. 173 : Coupe méridienne passant à 800 m à 1'W du Cerro Alto.

Légende commune avec la fig. 172:

- terrains autochtones :

 ${
m c}^{6-5}$: Aptien-Albien, calcaréo-dolomitique au N, marno-sableux auS

9-7 c : Néocrétacé marneux et pélagique

e^l : Yprésien marno-gréseux ; e² : Eocène moyen calcaire

al : Aquitanien discordant, calcaire et conglomératique (sur la carte, les trois termes ont été groupés au Cerro Alto sous la notation e-m¹)

 $\ensuremath{\mathrm{m}}^2$: marnes blanches du Miocène moyen

- terrains allochtones :

t³ : Keuper (s'enracinant en partie dans la wallée du Guadiana Menor ?)

ω: masse d'Ophites

c : marnes vertes et vermillon du Sénonien supérieur

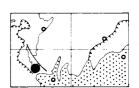
m : calcaires marneux à Lépidocyclines et Miogypsines (Aquitanien)

- terrains post-tectoniques :

m³ : Miocène supérieur marno-sableux

q² : Quaternaire ancien

q³: Alluvions du Guadiana Menor



sortir du Miocène marneux, à la faveur d'anticlinaux, une série bien différente: sous un Miocène basal calcaire à Miogypsines, on trouve d'abord l'Eocène. Il est entièrement calcaire au bord nord de l'anticlinal crevé par la Rambla de los Calderones (fig. 173) mais, du côté méridional, montre aussi des couches marno-sableuses à rapporter à l'Eocène inférieur. Au coeur de cet anticlinal, affleurent des marnes et des marno-calcaires où j'ai reconnu le Sénonien pélagique à Globotruncana (marnes grises à altération blanche, éch. 1121 A) et le Cénomanien à Pithonella sphaerica et Rotalipora appenninica (marnes avec bancs de calcaires mouchetés de jaune affleurant directement sous l'Eocène au flanc sud de l'anticlinal, éch. 1120 A).

Malgré les importantes différences entre les formations de la Sierra de Quesada et celles du Cerro Alto, ces dernières semblent bien rigoureusement autochtones :

- du point de vue structural, il est peu douteux que l'ensemble émerge, par des jeux anticlinaux, des marnes miocènes qui constituent la couverture commune avec la Sierra de Quesada.
- l'apparition de terrains néocrétacés et éocènes sous le Miocène basal du Cerro Alto, alors que ces formations manquent dans la Sierra de Cazorla, exige une discordance notable du Miocène, mais cette discordance est parfaitement visible dans les plis correspondants de l'autre côté du décrochement de Tiscar (Cerro de las Disputas, Peralta).
- les faciès pélagiques du Crétacé ne sont pas non plus surprenants car ils sont connus de la même manière dans les régions homologues du compartiment nord-est du décrochement.

Le flanc sud de l'anticlinal entaillé par la Rambla de los Calderones est recouvert par des marnes miocènes, un peu sableuses à leur sommet qui semble bien monter jusqu'au Miocène supérieur (voir étude stratigraphique, Miocène du Cerro Alto, éch. 1129 A).

Très généralement, ces marnes miocènes plongent vers le SW, le S où le SE sous les masses de Keuper gypsifère de la vallée du Guadiana Menor, qui les surmontent anormalement. Cependant, à 1,7 km au SW du Cerro Alto, j'ai observé que, sous ces marnes, existaient des calcaires organogènes à Miogypsines (Miocène basal, éch. 1112 et 1115) lesquels reposaient en transgression manifeste, par l'intermédiaire d'un conglomérat de base, sur des marnes sableuses à lentilles de calcarénites à Orbitolines très abondantes (Aptien-Albien, fig. 173, partie droite).

Ces couches crétacées, plongeant généralement vers le N, localement redressées à la verticale, reposent clairement sur le Keuper du Guadiana Menor. Nous verrons plus loin ce qu'il faut penser de ce dispositif qui évoque la possibilité pour ce Trias de faire partie du substratum du Prébétique du Cerro Alto.

XI: REGION DE CUENCA (fig. 19, 91 et 174).

Au S de la Sierra del Pozo, à l'E du village de Cuenca (P. 14), on observe, sous les masses de Keuper du Guadiana Menor, des affleurements plus récents.

Sur un Jurassique réduit, sans doute stratigraphiquement mais peutêtre aussi tectoniquement, on trouve un Crétacé inférieur marneux puis marno-sableux et un Cénomanien marno-calcaire, l'ensemble étant recouvert en légère discordance, par des calcaires du Miocène inférieur puis par des marnes du Miocène moyen.

Ces couches sont plissées et, par place, lardées de Keuper dont l'origine exacte est difficile à déterminer. Il est possible qu'il s'agisse de Trias diapirique mais seulement pour une part car un certain nombre d'affleurements se comprennent bien comme des synclinaux de nappe pincés (fig. 174, coupe B), à l'image de ce qui a été dit pour le Trias du Cortijo del Cura (fig. 169) ou de l'W de Las Almontaras (fig. 170).

Vers l'E, ces plis, qui sont orientés presque E-W, sont tranchés très obliquement par le décrochement de Tiscar mais on doit admettre alors un débordement de ces séries marneuses vers le NE sur le compartiment oriental de l'accident comme si ce dernier ne s'était pas manifesté avec la même franchise au sein des formations marneuses que dans les couches compétentes de la Sierra de Quesada (fig. 174, coupe A).

Le S de l'affleurement de Cuenca est marqué par un alignement de chicots calcaires ou dolomitiques où j'ai cru reconnaître (fig. 19) l'ensemble de
la série jurassique, malheureusement mal datée. Notons qu'il y existe du Tithonique, et que la base de la série montre des dolomies en plaquettes dont l'allure rhétienne est frappante. Les couches étant renversées, c'est sur ces dernières que repose le Keuper du Guadiana Menor : on peut alors se demander si ce
Trias ne forme pas la base stratigraphique du Jurassique de Cuenca, posant ainsi le même problème que celui relatif au Keuper affleurant au S du Cerro Alto.
Nous examinerons plus loin en détail cette question.

Localement, à 2 km environ au SW de Cuenca, cette série jurassique est répétée par un accident où intervient le Trias (200 m au NE de la cote 835).

XII : LA VALLEE DU RIO GUADALENTIN (fig. 129 et 175).

La profonde entaille que fait le Rio Guadalentin, à l'E de Pozo-Alcón, met à jour, sous le Quaternaire, des formations marneuses ou marno-sableuses essentiellement crétacées. Je les considère comme autochtones au même titre que les formations de Cuenca et des environs du Cerro del Peñon dont les faciès sont

identiques. Les versants de la vallée sont malheureusement le lieu de glissements de terrain qui ne rendent pas les observations faciles.

En descendant la rivière, on trouve, au S du petit dôme autochtone de Peralta (fig. 175) un filet de Keuper qui plonge plus ou moins fortement vers le S. Je pense, par continuité avec ce qu'on a vu près de Cuenca, qu'il s'agit là du passage du décrochement de Tiscar, réfracté au sein des séries marneuses.

Plus au S, s'étendent des affleurements où l'on reconnaît le Crétacé inférieur marno-sableux ou flyschoïde et le Crétacé supérieur formé de marnes blanchâtres avec des passées vermillon. Dans la partie méridionale de cet affleurement, un chicot de calcaire organogène à Miogypsina se trouve fiché en position tectonique ambigue dans les marnes bleues à bancs de grès psammitiques de l'Albo-Aptien sur lesquelles il peut être transgressif.

L'ensemble, lardé de Keuper d'origine aussi difficile à établir que dans la région de Cuenca, forme un vaste anticlinal qui s'ennoie vers le S dans des conditions complexes sous les terrains post-tectoniques (voir fig. 129 et 130).

XIII: LE DECROCHEMENT DE TISCAR (fig. 176 et 177).

A) HISTORIQUE.

L'accident de Tiscar avait été observé et cartographié jadis par P. Fallot qui était resté indécis quant à sa signification. Il semble qu'il l'ait interprété essentiellement (1928, fig. 2 et p. 341) comme un contact chevauchant vers le N qui se serait poursuivi vers l'E puis le NE, à partir du col de Tiscar, par un contact anormal longeant le bord ouest-nord-ouest de la Sierra de Cazorla. La dépression miocène de Quesada, qui se termine en pointe vers le S au col de Tiscar, était alors considérées comme un rentrant tectonique.

Cette interprétation lui semblait cependant soulever un certain nombre de contradictions :

- 1. l'ennoiement de la Sierra de Quesada, vers le SW et le S, sous le Miocène marneux, était, dans son hypothèse, choquant. Mais il n'avait pu prouver que l'ensemble de ces formations plongeait aussi sous le Trias du Guadiana Menor. Au contraire, ayant interprété l'éboulis en masse du SE de Tiscar (indiqué, probablement par erreur, SO dans son texte de 1928, p. 344) comme la terminaison méridionale des Sierras de Quesada et de Cazorla, il pensait que ces dernières reposaient, peut-être localement, sur le Keuper (ibid, p. 334, l. 27).
 - 2. mais le Keuper ne réapparaissait pas au N de la Sierra de Quesada, ce

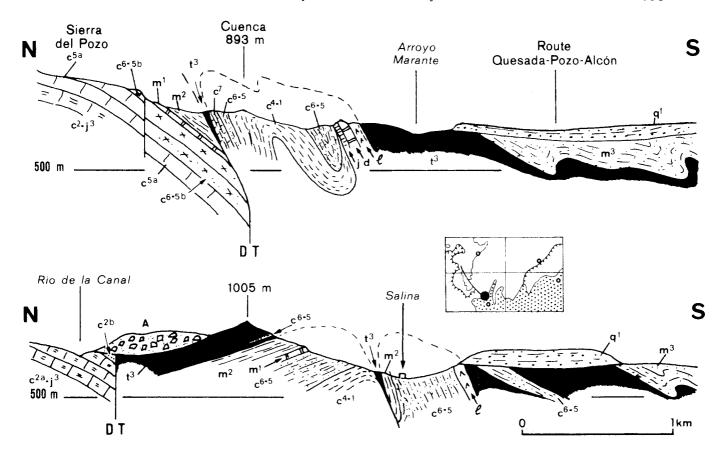


Fig. 174 : <u>Deux coupes des affleurements de la région de Cuenca</u>.

DT : intersection du décrochement de Tiscar.

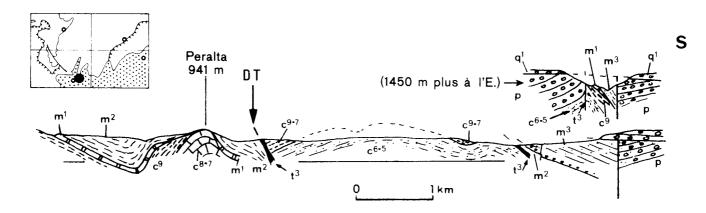


Fig. 175 : Coupe des séries du Rio Guadalentin.

- Légende commune aux figures 174 et 175 :

t3: Keuper; 1, d, j, : Lias, Dogger et Malm de Cuenca; c2a-j3: calcaires lités du Portlandien-Valanginien inférieur; c2b: marnes sableuses du Valanginien supérieur; c4-l: marnes parfois un peu sableuses du Berriasien-Barrémien; c5a: calcaires à Pianella cf. dinarica (Aptien inf.?); c6-5b: calcaires et dolomies à Orbitolines (Aptien-Albien); c6-5: flysch de l'Aptien-Albien; c7: marno-calcaires cénomaniens; c8-7: calcaires du Cénomanien (et du Turonien?); c9: marnes sénoniennes; m1: calcaires à Mélobésiées, parfois conglomératiques (Miocène inf.); m2: marnes du Miocène moyen; m3: marnes sableuses (Miocène supérieur); p: formation pliocène de Guadix; q1: Quaternaire ancien (formation des Llanos de Cortes).

SIERRA DE CAZORLA

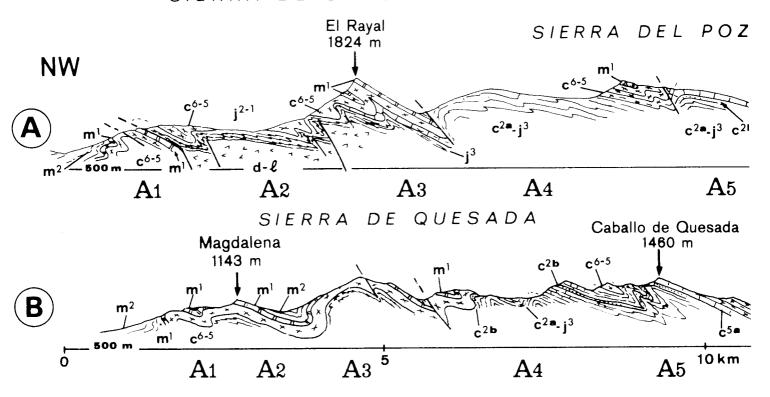


fig. 176 : Coupes de part et d'autre du décrochement de Tiscar.

(Al à A7 : axes anticlinaux homologues de part et d'autre du décrochement; voir figure 177).

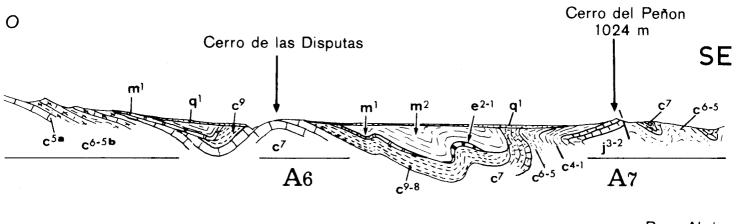
t3 : Keuper 1 : Lias d : Dogger

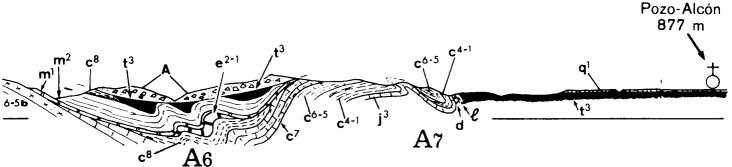
j2-1b : Oxfordien supérieur et Kimméridgien de la Sierra de Cazorla

j3 : Portlandien, néritique vers le NW, pélagique vers le SE (j3-2 : Kimméridgien-Portlandien mixte du Cerro del Peñon).

c2a-j3: Portlandien-Valanginien inférieur néritique.

c2b : Valanginien sup. (et Hauterivien p.p.) à Exogyres et Ammonites





c4-1 : marnes et marno-calcaires un peu sableux (Berriasien-Barrémien) c5a : calcaires à Pianella cf. dinarica (Aptien inférieur probable)

c6-5b : calcaires et dolomies de l'Aptien-Albien

c6-5 : calcaires et dolomies de l'Aptien Albien (vers le NW) ou flysch du

même âge (vers le SE).

c7 : calcaires ou marno-calcaires cénomaniens c9-8 : marnes du Turonien (?) et du Sénonien e2-1 : calcaires de l'Eocène inférieur-moyen ml : calcaires à Mélobésiées (Miocène inférieur)

m2 : marnes du Miocène moyen

ql : conglomérats et croûtes du Quaternaire ancien

qui pouvait faire douter qu'elle reposât bien, cisaillée vers le bas, sur ce terrain (ibid. p. 343, 1. 8).

- 3. les lames verticales de calcaires et de dolomies longeant, au NE, la Sierra de Quesada, lui semblaient constituer des arguments en faveur de failles verticales (ibid., p. 344, l. 3) mais il lui paraissait qu'imaginer un effondrement de la dépression miocène de Quesada était difficilement conciliable avec le tracé de ses contours (p. 341, l. 17).

Si l'on consulte son ouvrage de 1945, on constate que P. Fallot n'avait pas dissipé ses doutes en ce qui concernait l'allochtonie ou l'autochtonie de la Sierra de Quesada, doutes dont il m'avait d'ailleurs fait part oralement encore en 1959 peu avant sa disparition.

Ayant étudié en détail dans les pages précédentes les régions situées de part et d'autre de l'accident de Tiscar, nous pouvons tenter de déterminer sa nature et d'établir une comparaison précise entre les compartiments qu'il divise.

B) ALLURE DE L'ACCIDENT DE TISCAR.

Il convient tout d'abord d'examiner l'allure géométrique de cet accident. Il est parfaitement visible sur le bord nord est de la Sierra de Quesada, depuis le village de ce nom jusqu'à Tiscar (fig. 171). Alors qu'il est fréquemment traversé par de petites vallées perpendiculaires, il ne marque jamais le moindre rentrant au passage de celles-ci. Il est donc partout vertical ou subvertical et ne se présente jamais comme un chevauchement.

Sa prolongation au SE de Tiscar et moins nette. D'abord, il est caché par l'éboulement en masse d'un panneau de la Sierra del Pozo puis par d'autres dépôts quaternaires. Ensuite, au N de Cuenca, il se poursuit dans des séries marneuses qui ne semblent pas avoir eu le même jeu que les séries calcaires de la Sierra de Cazorla, comme nous le verrons plus loin. On le retrouve sous la même forme dans la vallée du Rio Guadalentin puis il disparaît sous les terrains post-tectoniques.

On notera que ce tracé n'est pas rectiligne mais forme un arc de cercle concave vers le NE.

C) LES FACIES DE PART ET D'AUTRE DE L'ACCIDENT (fig. 177, A).

Si nous comparons les répartitions des faciès de part et d'autre de l'accident, nous constatons des décalages toujours dans le même sens et toujours de même ordre de grandeur.

- 1. Nous avons vu qu'il existait un Portlandien (?)-Berriasien représenté par une faible épaisseur de marnes à oolithes ferrugineuses dans la Sierra de Cazorla qui s'opposait à un Portlandien-Valanginien inférieur constitué par une épaisse série de calcaires marneux dans la Sierra del Pozo. Ces deux faciès se retrouvent, décalés de 6 ou 7 km vers le NW, dans la Sierra de Quesada, le premier dans l'anticlinal du Cerro de Vitar (A 3), le second dans celui du Barranco del Tizón (A 4, fig. 177).
- 2. L'Aptien-Albien, presque uniquement dolomitique dans les Sierras de Cazorla (plis, Al, A2 et A3, fig. 176), comporte, à sa base, des niveaux de marnocalcaires irrégulièrement noduleux dans la Sierra del Pozo.

Le même phénomène se retrouve, avec un décalage d'environ 6 km vers le NW, dans la Sierra de Quesada où l'Aptien-Albien, presque uniquement dolomitique au Magdalena et au Cerro de Vitar comporte, à sa base, des marno-calcaires au Barranco del Tizón et au Caballo de Quesada.

- —Si l'on considère, comme je le fais ici, que les affleurements du Cerro Alto et des environs de Cuenca sont une réapparition vers le SE des séries de la Sierra de Quesada, on peut, à leur sujet, continuer les mêmes comparaisons.
- 3. L'Aptien-Albien, que nous avons vu marno-calcaire ou dolomitique dans la Sierra de Quesada se retrouve mais sous forme de marnes sableuses ou gréseuses à allure flysch au S du Cerro Alto et aux environs de Cuenca.

Nous avons déjà signalé cette même modification en ce qui concernait le compartiment situé au NE de l'accident de Tiscar : alors que l'Aptien-Albien des Sierras de Cazorla, del Pozo, de Castril et Seca est représenté par des dépôts carbonatés, celui des régions situées entre Castril et le Cerro del Peñon est flyschoïde.

- 4. Le Miocène basal, daté notamment par des Miogypsines, n'est connu au NE de l'accident de Tiscar, qu'à l'E du méridien du Cerro de las Disputas. D'une manière analogue, ces mêmes niveaux ne sont connus, au SW de l'accident, que dans le Cerro Alto et plus à l'E, ce qui semble impliquer un décalage conforme à ce qu'on a vu plus haut.
- 5. Un autre phénomène important est la discordance basale du Miocène qui, d'imperceptible dans les Sierras de Cazorla et del Pozo, devient très sensible dans la Sierra Seca, le Cerro de las Disputas et le dôme de Peralta.

De même, dans le compartiment sud-ouest, les structures du Cerro Alto et de Cuenca ne peuvent se comprendre qu'en admettant une importante discordance de l'Aquitanien (voir plus haut).

En conclusion, l'étude de la répartition des terrains montre que le compartiment sud-ouest de l'accident de Tiscar est décalé vers le NW par rapport au compartiment NE.

Ce décalage, qui est donc dû au jeu d'un décrochement dextre, peut être évalué, à 1 ou 2 km près, à 6 km. La précision de cette évaluation peut, nous

allons le voir, être améliorée par l'étude comparative des structures de part et d'autre du décrochement.

D) LES PLIS DE PART ET D'AUTRE DE L'ACCIDENT DE TISCAR (fig. 176).

Le décrochement de Tiscar a donc décalé deux panneaux de matériaux sédimentaires. Mais les deux panneaux étant affectés de plis, il faut déterminer si ces plis sont postérieurs ou antérieurs au décrochement. Dans le premier cas, il doit y avoir entre les deux compartiments, une correspondance précise entre ces plis, à la valeur du décalage près. Nous allons montrer qu'il en est bien ainsi.

- Si l'on examine la fig. 176, on constate que, de part et d'autre du décrochement, les plis présentent en effet des analogies tenant à leur style et à la nature du matériel déformé (1). J'ai ainsi distingué 7 anticlinaux principaux (A 1 à A 7, fig. 176)
- En ce qui concerne A 1, la correspondance n'est pas très sûre car il existe des replis sur la coupe A qui ne s'observent pas sur la coupe B, peut-être parce qu'ils sont cachés sous le Miocène marneux plus au NW.
- -Pour A 2, par contre, la correspondance est très bonne, surtout si l'on tient compte des plis synclinaux qui le flanquent.
- A 3 est, sur la coupe A, divisé par un synclinal mineur visible au pied nord-est du Rayal. Il en va de même sur la coupe B où le Cerro de Vitar montre un synclinal faillé souligné, un peu au SW de cette coupe, par un coin de Miocène calcaire.
- Les plis A 4 et A 5 présentent une correspondance presque parfaite d'autant plus démonstrative que leur tracé est certainement très proche de la réalité. La coupe B, en particulier peut se lire directement dans le paysage à partir de l'Atalaya de Tiscar (tour de guet située à 500 m au NE du col de Tiscar, voir fig. 171).
- Pour A 6, la correspondance peut paraître moins bonne mais il faut tenir compte du fait que l'éloignement des deux coupes est important (plus de 5 km latéralement) et que, le long de son axe, l'allure du pli A 6 varie assez vite du

^{(1).} La coupe A est un peu éloignée de l'accident de Tiscar ce qui peut introduire des difficultés de comparaison avec la coupe B. Mais il est difficile de faire une coupe complète qui soit plus proche de l'accident à cause de l'ennoiement vers le S des plis externes de la Sierra de Cazorla sous le Miocène, et de celui des séries du Cerro del Peñon sous le Quaternaire ancien.

fait de la discordance accusée du Miocène.

- Enfin, en ce qui concerne A 7, l'analogie est stisfaisante si l'on considère que, sur la coupe B, la présence du Keuper de Pozo-Alcón, dont nous envisagerons plus loin l'explication, donne à cette région un caractère particulier.

si- al sa-

Si l'on considère le tracé de ces plis en plan (fig. 177) et qu'on tente de les faire coïncider en déplaçant les panneaux, on arrive à la conclusion que l'accident de Tiscar est un décrochement dextre et que la coïncidence des plis les mieux marqués (A 4 et A 5) s'effectue si l'on admet que la valeur de ce décrochement est de 5,8 km. La coïncidence des plis A 6 et A 7 est alors réalisée dans la limite des imprécisions des tracés qu'on peut en faire. Notons qu'ils sont assez obliques par rapport au décrochement.

Quant aux axes A 1, A 2 et A 3, la coıncidence n'est pas bonne. Il faut sans doute voir là le fait d'un rebroussement important affectant les axes des plis qui ont été tordus lors du jeu du décrochement par le frottement entre les compartiments. La cartographie rend très bien compte de ce phénomène : les affleurements des couches donnent des croissants à convexité tournée dans le sens du déplacement relatif. On peut trouver dans l'exagération de ce dispositif, l'origine des chicots de dolomie aptienne et de calcaires miocènes fichés verticalement le long du décrochement, notamment au NE du Cerro de Vitar.

En plus du mouvement horizontal, on doit tenir compte d'une faible composante verticale sans laquelle les plis A 1, A 2 et A 3 de la Sierra de Cazorla qui s'ennoient vers le SW sous le Miocène ne pourraient se retrouver dans la Sierra de Quesada. Cette composante ne me paraît pas excéder quelques hectomètres.

E) QUELQUES CARACTERES DU DECROCHEMENT DE TISCAR ; SON PROLONGEMENT VERS L'E.

Si l'on se reporte à la fig. 177, en bas, qui rétablit, l'allure des structures avant le jeu du décrochement de Tiscar, on se rend compte que, dans sa partie orientale, le tracé réel de ce dernier (1, sur la fig. 177) passe notablement au N de celui qu'on aurait pu attendre en extrapolant vers l'E son tracé connu plus à l'W (2, fig. 177). Je pense qu'il y a lieu de voir là une sorte de réfraction vers le N de la surface de décrochement au sein de séries qui sont, dans cette région, essentiellement marneuses. On peut penser qu'en profondeur, cette surface de décrochement doit reprendre sa verticalité et donc suivre alors le tracé 2 de la fig. 177 (voir fig. 174, coupe 1).

On notera que le tracé du décrochement, si l'on excepte la partie dont on vient de parler, dessine non une droite mais un arc de cercle dont le centre se trouverait à peu près à Los Arenales à 22 km à l'ENE de Quesada.

Il serait intéressant de voir comment se prolonge cet accident et comment, éventuellement il s'amortit.

Fig. 177 : Mesure de l'amplitude du décrochement de Tiscar.

- Figure du haut : schéma tectonique à l'époque actuelle.

t3 : Keuper

q : Quaternaire

E : Eboulis de Tiscar

p : bassin pliocène de Castillejar-Baza

A1,A2,...: axes anticlinaux (cf. figure 176).

gros ronds : limite orientale des faciès calcarénitiques du

Portlandien-Valanginien

pointillés : régions où le Crétacé est essentiellement marneux

et marno-gréseux

étoiles : affleurements d'Aquitanien

A et B: tracé des coupes de la figure 176.

- Figure du bas : tentative de reconstitution avant le décrochement, en déplaçant les compartiments de 5,8 km dans le sens sénestre.

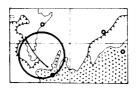
On notera la bonne coıncidence des axes anticlinaux A4, A5, A6 et A7. La coıncidence moins bonne de A1, A2 et A3 pouvant être expliquée par un rebroussement des couches le long de l'accident et, pour une faible part, par l'existence d'une composante verticale.

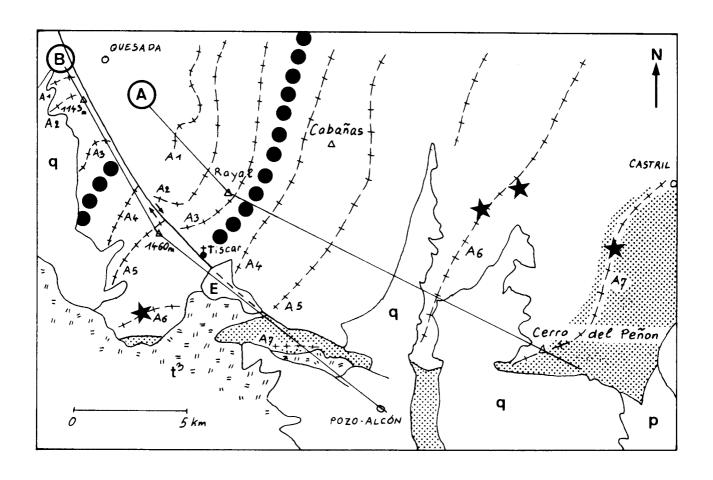
On remarquera également la coincidence des zones de faciès de part et d'autre de l'accident (voir le texte).

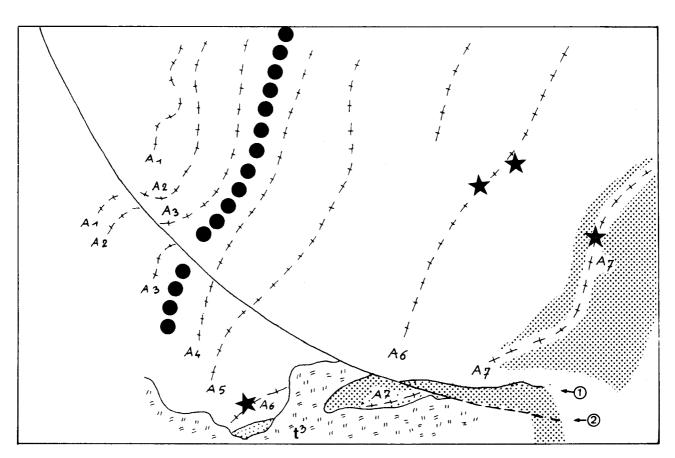
Noter l'allure en arc de cercle du décrochement.

1 : passage du décrochement en surface dans les séries marneuses de Cuenca et du Guadalentin.

2 : tracé probable de l'accident en profondeur.







Vers le N, malheureusement, il m'a été impossible de le suivre dans la plaine de Peal de Becerro, formée essentiellement de marnes miocènes. Même il ne semble pas jouer dans les quelques lambeaux de terrains allochtones qu'on y observe et qui, mis en place avant le jeu de cet accident, pourraient servir de repère. Peut-être s'amortit-il vers le haut au sein des séries marneuses.

Vers l'E, j'en ai perdu la trace au-delà du Rio Guadalentin. Il ne joue pas, en tous cas, dans les terrains marno-gypsifères du Bassin de Castille-jar-Baza qui affleurent dans la vallée méridionale du Rio Castril ni, à fortio-ri, dans le Quaternaire ancien des Llanos de Cortes ou de Pozo-Alcón sauf, dans ce dernier cas sous forme de rejeux verticaux posthumes très limités.

Le décrochement de Tiscar intéresse-t-il le socle ? Malgré son importance, ceci n'est pas obligatoire car le fait qu'il n'existe presque uniquement qu'une composante horizontale et que les plis antérieurs au décrochement soient certainement liés à un décollement général au niveau du Keuper permet d'admettre une mobilité de la couverture sans intervention du socle.

En résumé : l'accident de Tiscar est un décrochement dextre de 6 km d'amplitude, postérieur à la formation des plis de ces régions prébétiques.

XIV : CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE DE LA ZONE PREBETIQUE.

Du point de vue tectonique, on peut admettre dans le Prébétique étudié ici une division en trois zones étroitement en rapport avec l'évolution paléogéographique de ce domaine.

A) <u>UNE ZONE EXTERNE</u> comprenant les collines de Chilluevar et la Sierra de Cazorla.

Au niveau des terrains allant de l'Oxfordien au Miocène inférieur, on y observe des plis nombreux, étroits, serrés les uns contre les autres, fortements déversés ou même couchés vers l'W.

Au niveaux des terrains sous-jacents (Lias-Dogger) formés de calcaires et de dolomies massifs, on note par contre un style beaucoup plus cassant qui se traduit par le jeu de failles inverses à déversement occidental. Ces failles inverses voient parfois vers le haut leur pendage diminuer et deviennent de véritables écailles. Le changement de style entre les deux niveaux tectoniques est grandement facilité par la présence de marno-calcaires de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien, dont la souplesse se traduit par un intense plissement.

Vers le bas, les dolomies liasiques reposent sur un Trias qui montre des indices d'un important décollement sous des calcaires lités du Muschelkalk. Ceci évoque la présence possible d'un niveau gypsifère plus ancien (Anhydritgruppe) qui cependant n'affleure nulle part.

Le socle n'est jamais visible dans ces régions, ce qui montre son indépendance vis-à-vis de sa couverture. Le décollement de cette couverture ne s'est pas traduit par un chevauchement de cette dernière sur les marnes miocènes de la dépression du Moyen-Guadalquivir. Au contraire, les preuves de son ennoiement sous celle-ci surabondent. Faute de repère, il est difficile de savoir si ce Miocène est plissé et comment, mais il paraît, dans son ensemble, relativement tranquille. On peut le penser en voyant le peu de complication de la base des terrains charriés du lambeau de Peal de Becerro qui ne sont pas impliqués dans des plis de nappe alors que leur mise en place est très probablement antérieure aux plis prébétiques.

Ainsi, le bassin de Peal de Becerro aurait joué le rôle d'une masse inerte qui aurait bloqué vers l'avant le mouvement des terrains de la Sierra de Cazorla, les obligeant à absorber les contraintes par un raccourcissement traduit par de multiples plis ou écailles.

B) UNE ZONE MEDIANE peut être distinguée.

Comprenant toutes les montagnes de la Sierra del Pozo à la Sierra Seca, elle se caractérise par un style beaucoup plus ample où les anticlinaux à large voûte, un peu coffrés, alternent avec des synclinaux étroits. Nul doute que ce style soit en relation avec une série stratigraphique beaucoup plus épaisse que dans la Sierra de Cazorla. Le changement de style correspond d'ailleurs exactement à l'épaississement brutal vers l'E des séries du Portlandien-Valanginien inférieur. Le déversement vers l'WNW ou le NW y est habituel mais on n'observe qu'exceptionnellement des plis couchés.

Le socle n'apparaît pas mais, s'il n'est pas évident qu'il ait eu un rôle actif lors des plissements intra-miocènes, il est hautement probable que certaines structures locales, notamment sur le bord est de la zone triasique du Haut-Guadalquivir (fig. 162) s'expliquent indirectement par son jeu lors du Portlandien-Valanginien.

C) UNE ZONE INTERNE correspond aux régions où l'ensemble des terrains crétacés est représenté par des formations souples, marneuses ou marno-sableuses, parfois d'allure flysch. C'est le cas au S de la Sierra Seca, de Castril au Cerro del Peñon, dans la vallée du Guadalentin et dans la région de Cuenca. Les plis deviennent plus serrés et les déversements plus forts allant même jusqu'à la production de flancs inverses ou de chevauchements locaux (El Zanjero, fig. 169).

Le rôle du Jurassique est discret. Je pense que celà est dû à sa fai-

ble épaisseur mais les arguments sur lesquels je m'appuie (Cerro del Peñon, Cuenca) sont fragiles.

Il n'est pas possible actuellement, de savoir ce qui se passe plus au S, l'ensemble des terrains prébétiques plongeant sous les dépôts post-tectoniques.

CHAPITRE VIII

LES UNITES INTERMEDIAIRES



I : DEFINITION, HISTORIQUE.

Sur les terrains autochtones que nous venons d'étudier et sous les terrains charriés rapportés au Subbétique que nous examinerons plus loin, s'observent divers lambeaux tectoniques.

J'ai considéré que les faciès de ces lambeaux, apparaîssant sous le massif subbétique de la Sierra Sagra, pouvaient représenter un passage entre les formations du Prébétique et celles du Subbétique, d'où le nom d'unités intermédiaires que je leur ai appliqué (1960 a, 1960-62).

Cette hypothèse s'est vue confirmée par l'étude stratigraphique et structurale précise des régions internes du Prébétique (environs de Castril) et du bord externe du Subbétique (Rio Guardal).

J'ai, dès lors, considéré (A. Foucault, 1964) qu'il existait une zone de transition entre Subbétique et Prébétique dont les dépôts constituaient les "séries intermédiaires". Cette zone est particulièrement bien caractérisée au Crétacé et à l'Eocène. Je n'ai pas cru devoir préciser ce terme volontairement vague, car il exprime une notion vague elle aussi : une zone de passage de faciès étant par nature mal délimitée.

Dans la partie orientale du domaine étudié, sous le lambeau charrié de Peal de Becerro, j'ai reconnu une unité tectonique (Unité de la Rambla de la Olivilla) coincée entre le Miocène autochtone et le Subbétique de Toya. Je la range aussi dans les "unités intermédiaires" bien que ses faciès soient notablement différents de ceux des unités intermédiaires orientales. Nous l'étudierons en premier lieu.

II : L'UNITE INTERMEDIAIRE DE LA RAMBLA DE LA OLIVILLA (voir fig. 23, 93, 178 et 183).

A 8 km à l'WSW de Quesada, un ravin affluent du Guadiana Menor, le Barranco de la Olivilla, traverse le lambeau charrié de Peal de Becerro et met à jour, sous lui, une série bien différente (voir fig. 23 et 93).

Nous avons vu, au chapitre stratigraphie, qu'elle comprenait un Jurassique principalement calcaire montrant, au Dogger, des calcaires lités à silex très comparables à ceux du Jurassique du Subbétique externe (Rio Guardal). Le Crétacé inférieur est sous forme de marnes bleuâtres ou brunâtres à peine silteuses à Ammonites pyriteuses et le Crétacé supérieur est représenté par des marnes pélagiques grises. blanches ou roses. Un fait important est que l'Eocène inférieur est surtout marqué par des grès blancs (voir fig. 93, niveau 15). Seule la partie inférieure de l'Eocène moyen est connue sous le Miocène marno-gré-

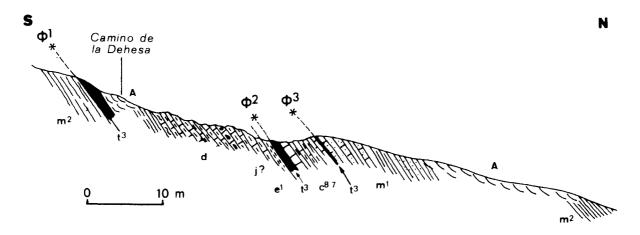


Fig. 178 : Coupe de l'unité intermédiaire de la Rambla de la Olivilla dans le Barranco del Pedernal à 3 km à 1'W de Quesada (J. 6, J. 7).

 Φ^1 : Chevauchement de l'unité intermédiaire sur le Prébétique.

 Φ^2 : Chevauchement du Subbétique sur l'unité intermédiaire.

 Φ^3 : Ecaillage interne dans le Subbétique.

- Prébétique :

 ${\rm m}^2$: marnes du Miocène moyen.

- Unité de la Rambla de la Olivilla :

t³: Keuper

d et j ? : calcaires noduleux marneux puis calcaires lités à grands silex noirs, à "filaments" et Entroques (Dogger ? et Malm).

e : marnes vermillon et vertes à <u>Truncorotalia aragonensis</u> (Eocène inférieur, dét. J. Magné).

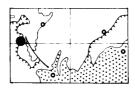
- Subbétique de Toya:

t³: Keuper

c⁸⁻⁷: marnes blanches à <u>Rotalipora sp.</u>, <u>Globotruncana sigali</u>, <u>Praeglobotruncana cf. stephani</u> (Cénomanien et Turonien, dét. J. Magné) et calcaires blancs et jaunes à <u>Praeglobotruncana stephani</u>.

m1: marnes blanches à bancs de grès (Miocène inférieur).

m²: marnes blanches à plaquettes siliceuses (Miocène moyen ?).



seux, probablement transgressif.

La position inférieure de cette unité par rapport au Subbétique de Toya paraît indubitable : partout où du Quaternaire ne masque pas les contacts, le Trias formant la semelle de ce Subbétique se montre bien superposé aux différents terrains de la Rambla de la Olivilla qui plongent sous lui et qui affleurent donc à la fayeur d'une fenêtre.

Il est logique de chercher ailleurs, dans des conditions tectoniques homologues, d'autres affleurements de cette unité, et en particulier à la bordure du lambeau de Peal de Becerro.

Il en existe un témoin à 3 km à 1'W de Quesada, dans le Barranco del Pedernal. La figure 178 montre les conditions d'affleurement de cette écaille dont les faciès sont analogues à ceux du Barranco de la Olivilla. Notamment il y existe un Jurassique moyen montrant des calcaires lités et microbréchiques à silex.

Dans une situation comparable à celle des affleurements du Barranco del Pedernal, c'est-à-dire sous le lambeau de Peal de Becerro et sur le Miocène marneux autochtone, on retrouve, à environ l km au SE de la Rambla de la Olivilla, dans de médiocres conditions d'affleurement, à moitié cachés sous le Quaternaire, quelques chicots de calcaires jurassiques associés à des marnes crétacées.

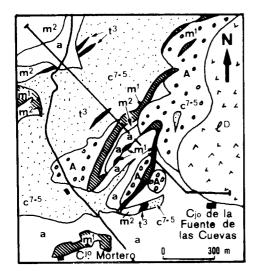
Il existe d'autres fenêtres sous l'unité subbétique de Toya.

L'une d'elles à 3 km au S de Toya, (feuille du Barranco de la Mojonera) montre des marnes du Crétacé supérieur qui peuvent aussi être rapportées, par leur faciès, à l'unité de la Rambla de la Olivilla.

D'autres sont plus énigmatiques : celle du Moro, à 9 km au S-10° W de Toya comme celle du pont du Guadiana Menor, à 6 km au SW du même village, (feuille Baeza) ne montrent que du Miocène marno-sableux ou marno-gréseux blanc dont je ne sais s'il faut le rapporter à l'autochtone du Moyen-Guadalquivir ou à l'unité de la Rambla de la Olivilla, cette dernière éventualité étant la plus probable.

III : LES UNITES INTERMEDIAIRES SOUS LE SUBBETIQUE DE HUÉSCAR.

Entre le Miocène moyen autochtone, marneux, qui constitue le terme le plus élevé du Prébétique de la Sierra Seca et les masses charriées du Subbétique de Huéscar, on observe des lames tectoniques de terrains crétacés ou tertiaires.



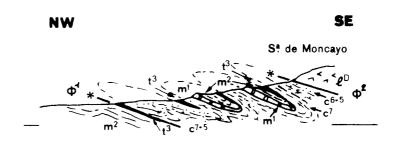


Fig. 179 : Schéma géologique et coupe montrant la structure de l'unité intermédiaire au pied sud-ouest de la Sierra de Moncayo. (G. 35). Voir aussi la fig. 92.

 Φ^1 : chevauchement de l'unité intermédiaire sur le Prébétique. Φ^2 : chevauchement du Subbétique sur l'unité intermédiaire.

- Prébétique :

m²: marnes blanches du Miocène moyen.

- Unité intermédiaire :

 c^{7-5} : flysch Aptien-Albien (c^{6-5}), et marno-calcaires cénomaniens (c^7).

m¹: calcaires du Miocène (inférieur ?). m²: marnes blanches du Miocène moyen.

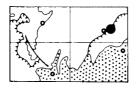
- Subbétique :

t³ : Keuper gypsifère (appartenant peut-être pour partie à l'unité intermédiaire, voir le texte).

(C: Lias dolomitique.

- Quaternaire :

A : éboulis ; a : alluvions.



A) DE LAS ALMONTARAS A SAN CLEMENTE.

Dès la région de Las Almontaras (voir fig. 184, coupe D), on note, entre deux affleurements de Trias dont le plus oriental jalonne la base du Subbétique, une petite écaille formées de marnes sableuses et gréseuses à Orbitolines (Aptien-Albien) et de calcaires miocènes.

Cet élément tectonique, localement caché par du Quaternaire, se suit vers le N jusqu'au pied méridional de la Sierra de Duda, à 4 km au NE de Castril. Plus au NE, sous la masse charriée de la Sierra de Duda ces terrains ne se retrouvent pas, sauf en un point et vraisemblablement soliflués, mais l'extension des éboulis est peut-être la cause de cette absence apparente.

B) ENTRE SAN CLEMENTE ET LA SIERRA DE MONCAYO.

Les affleurements à rapporter à l'unité intermédiaire s'étalent, ici, sur une largeur de près d'un kilomètre. Ils ne sont guère variés : mis à part le Keuper qui larde cet ensemble, je n'y ai reconnu que des marnes gréseuses ou sableuses à Orbitolines de type flysch (Aptien-Albien), rarement des marno-calcaires à Turrilites (Vraconien-Cénomanien), surtout développés au NW de la partie centrale de la Sierra de Moncayo, l'ensemble étant surmonté par des calcaires du Miocène (inférieur?) puis des marnes du Miocène moyen.

On observe, dans ces formations, des plis serrés orientés dans l'ensemble SW-NE. Ces plis sont soulignés par des alignements de calcaires miocènes, souvent très broyés et ne dessinant généralement pas de charnières.

Au bord sud-ouest de la Sierra de Moncayo, quelques ravins entament ces séries et permettent de déchiffrer assez bien leur structure (fig. 179 et fig. 92).

Sur le Miocène moyen autochtone, pendant vers le SE, viennent, en contact anormal marqué par endroit par un filet de Keuper, des marnes souvent sableuses, brunâtres, de l'Aptien-Albien ainsi que des marnes plus claires et moins détritiques du Cénomanien. On note parfois, au sein de ces formations, des filets de Keuper gypsifère.

Sur cet ensemble reposent des couches miocènes (calcaires à Mélobésiées puis marnes blanches) dessinant bien un petit synclinal couché vers le NW. Les calcaires du flanc inverse sont réduits, par laminage tectonique, à quelques chicots.

Plus au SE, on pénètre dans un anticlinal couché, bien marqué également, à coeur de Crétacé. Son flanc sud-est comporte du Miocène calcaire, puis marneux, sur lequel repose un filet de Keuper gypsifère.

Au-dessus, on retrouve, avec les mêmes faciès, les séries crétacées

en série inverse ce qui semble montrer que le Keuper est pris dans un synclinal de nappes très pincé.

On retrouve là, avec des arguments supplémentaires, l'explication envisagée pour les filets de Trias inclus dans les formations crétacées du Prébétique interne des environs de Castril. Le Keuper qu'on observe, en minces lames discontinues, à la base de l'unité intermédiaire, peut avoir la même origine c'est-à-dire être issus de la semelle du Subbétique et avoir été coincé secondairement par l'avancée de l'unité intermédiaire.

Mais ce type d'explication n'est pas le seul qu'on puisse invoquer. On peut aussi penser que le Keuper gypsifère présent dans l'unité intermédiaire, cu directement en contact avec les terrains crétacés à sa base, peut s'être inséré dans ces formations à la faveur d'un diapirisme ancien comme c'est le cas non loin de là dans les régions frontales du Subbétique (A. Foucault 1966) et comme c'est le cas aussi dans le Prébétique de la région d'Alicante (J. Leclerc, 1971). De fait, j'ai observé, à 500 m à 1'W du Cortijo Mortero (voir fig. 179), dans les terrains ressortissant à l'unité intermédiaire, un banc de calcaire miocène remaniant sans conteste des fragments de Trias supérieur (argilites vertes et rouges, quartz bipyramidés).

Il est possible qu'il n'existe pas d'explication unique pour tous les affleurements de Keuper visibles dans ou sous l'unité intermédiaire. Une partie de ces affleurements pouvant correspondre à des filons ayant traversé la série par diapirisme avant les mouvements tangentiels et une autre avoir une origine subbétique.

A part ces hypothèses concernant l'origine du Keuper, deux conséquences importantes résultent des observations faites plus haut.

- 1. Le Miocène de cette unité est transgressif sur le Cénomanien, voire l'Aptien-Albien. L'analyse des structures montre bien, en effet, que ce Miocène est lié stratigraphiquement aux terrains crétacés avec lequel il est plissé. On ne peut pas le considérer comme du Miocène arraché au substratum par l'avancée de l'unité intermédiaire car il devrait alors affleurer grâce à des anticlinaux de nappes alors qu'en réalité il jalonne des synclinaux.
- 2. Les plis affectant l'unité intermédiaire, serrés et couchés vers le NW, sont très différents des plis prébétiques. Si le Trias qui y est pincé est bien au moins pour partie d'origine subbétique, ces plis sont forcément postérieurs à l'arrivée du Subbétique sur cette unité ou contemporains de celle-ci. Il s'expliquent bien, en effet, comme des plis résultant du traînage de l'unité intermédiaire par les masses calcaréo-dolomitiques de ce Subbétique.

C) SOUS LA SIERRA SAGRA (fig. 184, coupe A).

Au SW de la Sierra Sagra, les terrains ressortissant à l'unité inter-

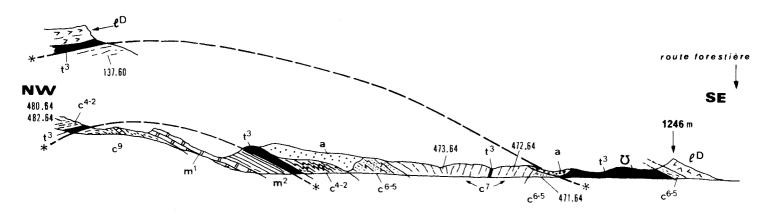


Fig. 180 : Coupe de la fenêtre du Barranco de la Canalica (D. 40). Echelle approximative, la coupe mesure, en tout, quelque 2 km.

- Autochtone relatif (Prébétique probable) :

- c⁹ : calcaires marneux blancs en plaquettes à Globotruncana (Sénonien).
- m1: calcaire gréseux à Algues et Amphistégines (Miocène inférieur).
- m²: marnes blanches esquilleuses à Globorotalia praemenardii, Globigerinoides sp. (Miocène probablement moyen).

- Unité intermédiaire :

- t³: Keuper gypsifère c⁴⁻²: Marno-calcaire : Marno-calcaires grisâtres à Neocomites gr. neocomiensis (au NW) marnes noires avec quelques bancs de calcaires gréseux (au SE, tout-à-fait au fond du ravin). Néocomien-Barrémien.
- ${\rm c}^{6-5}$: marnes grises micacées à bancs de grès psammitique bruns ou gris parfois bourrés d'Orbitolines roulées. (Aptien-Albien).
- marnes jaunâtres avec quelques petits bancs de calcaire à Pithonella, Rotalipora appenninica (Albien supérieur-Cénomanien).

- Subbétique :

- t³: Keuper à gypse et cargneules.
- c^{6-5} : marnes grises à Patellina subcretacea, Biticinella (dét. J. Magné) et calcaires gréseux bruns à Orbitolines (Aptien-Albien).
- 1D: dolomies liasiques.

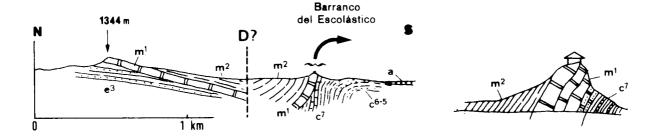


Fig. 181 : L'enracinement possible de l'unité intermédiaire à l'E de l'Ermitage de las Santas (Feuille Puebla de San Fadrique).

Figure de gauche : Coupe interprétative passant à 600 m à 1'E de 1'Ermitage de Las Santas. L'hypothèse retenue est celle de 1'autochtonie des terrains crétacés du S de la coupe.

 c^{6-5} : marnes sableuses et grès à Orbitolines (Aptien-Albien).

c7 : marno-calcaires blancs à Oursins (Cénomanien).

e³ : Eocène supérieur marno-gréseux.

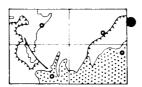
m1 : calcaires à Amphistégines et Mélobésiées (Miocène inf.?)

m² : marnes blanches du Miocène moyen.

D : position probable du décrochement de la Cuerda de Las

Charcas.

Figure de droite : Coupe de détail observée près du confluent du Barranco del Escolástico et du Rio Bravatas. (Même légende que cidessus).



médiaire affleurent largement. On y observe, en plus de l'Aptien-Albien de faciès flysch, une assez grande proportion de marno-calcaires gris du Vracono-Cénomanien. Le Sénonien est peut-être présent, mais je ne l'ai mis en évidence que dans des conglomérats dont l'âge est incertain (Maestrichtien ou Tertiaire ? éch. 1274, 400 m SSW du Cortijo de la Umbria).

Près du Cortijo de la Umbria, ces formations chevauchent nettement le Miocène autochtone dont la base, ici constituée de calcaires à Lépidocyclines, apparaît à la faveur d'un pli anticlinal rompu et légèrement extrusif (cote 1478 200 m à 1'W du Cortijo de la Umbria).

Un long affleurement de calcaire tertiaire, à Algues et Amphistégines, orienté N-S, peut s'observer à 3 km au SSW du point précédent. Je pense qu'il s'agit de Miocène inférieur mais, faute de microfaune caractéristique, ne puis l'affirmer. Il forme un ensemble de couches subverticales ou plongeant fortement vers l'W sous le Miocène marneux autochtone. Du fait de ce pendage, ces couches paraissent reposer, vers l'E, sur les terrains crétacés de l'unité intermédiaire qui se trouvent à leur contact et qui, dans ce cas, seraient aussi, en ce point, autochtones. Il s'agit là sans doute d'une fausse apparence qui pourraît s'expliquer par l'existence d'une faille entre Tertiaire et Crétacé. En effet, les calcaires tertiaires se terminent en pointe vers le S avant un ravin (Barranco del Chorreador) dans lequel on observe le Crétacé de l'unité intermédiaire au SE au S et au SW de cette terminaison qui est ainsi enveloppée par ce Crétacé. Cet enveloppement ne peut être expliqué par une structure synclinale des calcaires tertiaires qui, nous l'avons vu, plongent vers l'W sous les marnes miocènes. On doit donc admettre, que ces calcaires apparaissent en anticlinal et que le Crétacé le surmonte tectoniquement, l'ensemble formant un bombement nord-sud accidenté, du côté est, d'une faille importante.

Sur le flanc nord de la Sierra Sagra, je n'ai pas trouvé trace de l'unité intermédiaire, sauf un très petit affleurement situé à 300 m à l'WNW d'une cote 1669, au N du Collado de Las Viboras.

Par contre, sur le flanc sud, elle affleure largement, même si elle est parfois masquée par des formations de pente. Elle occupe un couloir, orienté E-W, large de 500 à 1000 m qui isole la Sagra des montagnes subbétiques méridionales. Un liseré discontinu de Keuper la sépare d'ailleurs du Subbétique.

Cette dépression est accentuée, vers l'E, par le creusement du Barranco de la Canalica, affluent du Rio Bravatas. A la faveur de cette entaille, on observe une belle fenêtre (fig. 180), qui montre, sous l'unité intermédiaire, un Miocène et un Sénonien à rapporter, selon toute vraisemblance, à l'autochtone prébétique.

Quel que soit ce substratum, il en résulte que le chevauchement de l'unité intermédiaire est incontestable. Ceci est important car nous allons voir que, plus à l'E, il peut en aller autrement.

Dans la dépression du Rio Bravatas, au S de l'Ermitage de Las Santas, et du Molino del Batán, les terrains de l'unité intermédiaire sont bien visibles.

Ils sont en parfaite continuité avec ceux du Barranco de la Canalica. On y retrouve les mêmes termes, d'ailleurs déjà reconnu comme crétacés par De Verneuil et Collomb (1856) qui y avaient trouvé des Oursins (proches de Micraster brevis) puis par R. Nicklès (1902, 1904) qui avait compris leur position tectonique inférieure par rapport à la Sierra Sagra (1).

Si l'on descend le Rio Bravatas, on observe, à 800 m à l'ESE de l'Ermitage de Las Santas, que les séries crétacées (ici des marno-calcaires blancs du Crétacé supérieur) s'enfoncent vers le N, avec un fort pendage, sous une barre de calcaire organogène miocène à Algues, Amphistégines, Rupertiidés et débris de Nummulites remaniées (fig. 181). Plus au N, viennent des marnes miocènes.

Ceci donne à penser que l'unité intermédiaire s'enracinerait ici sous le Miocène formant la couverture du Prébétique. Mais, plus au N, au pied de la Cuerda de las Charcas, à moins de 2 km de là, apparaît, sous le Miocène une série toute différente, d'une part parce qu'elle se poursuit jusqu'au Priabonien, d'autre part parce que le Crétacé qu'on y voit, essentiellement calcaire, est très différent. Il faudrait donc admettre à la fois une discordance importante du Miocène et un passage latéral rapide dans les couches crétacées. Ces deux phénomènes peuvent en effet se produire dans ces régions : le premier est bien visible à quelques kilomètres plus à l'W (flanc sud-est de la Sierra Seca) le second a été mis en évidence aux environs de Castril. Il faudrait tenir compte aussi de l'existence, probablement un peu au N du Molino del Batán, du décrochement de la Cuerda de las Charcas.

En bref, l'enracinement de l'unité intermédiaire est possible et même probable au pied est de la Sagra, un peu au SE de l'Ermitage de Las Santas. Mais cette éventualité devra être confirmée par l'étude des régions situées plus à l'E et actuellement mal connues.

IV : CONCLUSIONS.

Les unités que nous avons groupées sous le nom d'intermédiaires, à cause de leur situation tectonique sur du Miocène autochtone et sous des terrains largement charriés, sont donc à ranger dans deux groupes distincts :

- à l'W, on trouve (unité de la Rambla de la Olivilla) des séries principalement pélagiques comprenant des couches descendant jusqu'au Jurassique et qui,

^{(1).} Ce dernier auteur indique du Nummulitique là où pour ma part, j'ai vu du Miocène (niveaux ml et m2 de la fig. 181).

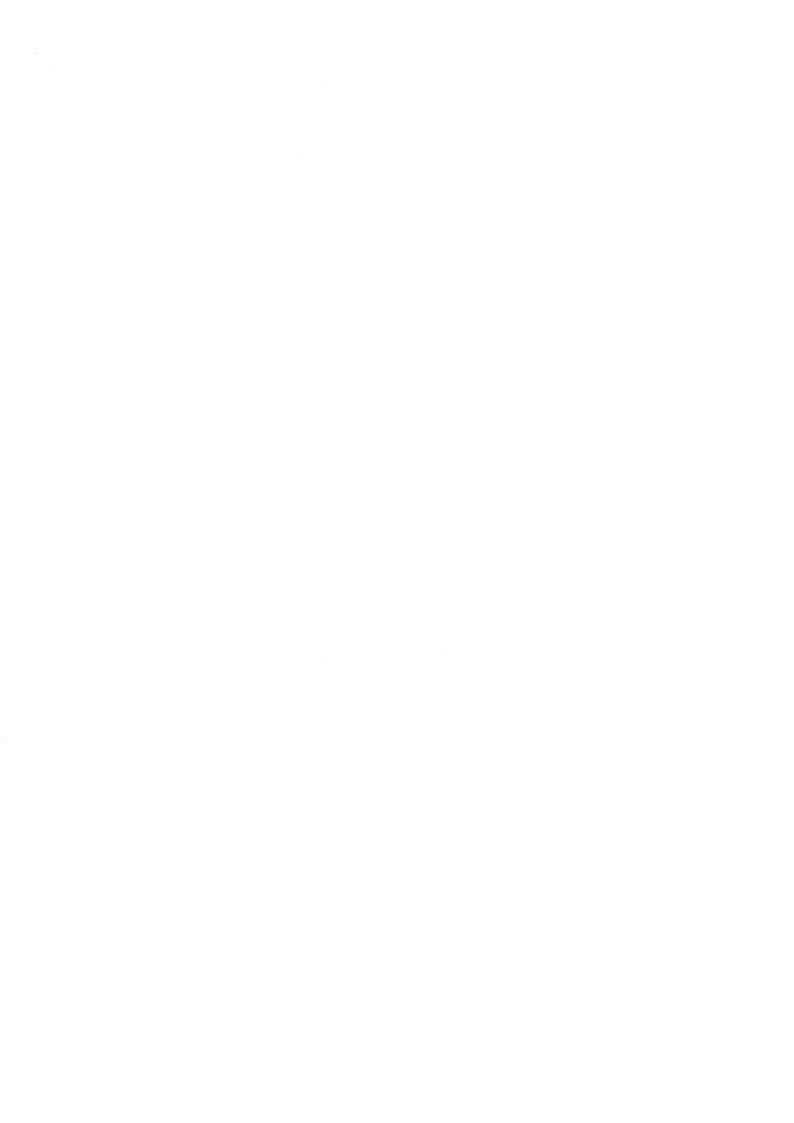
somme toute, ne sont pas très différentes du Subbétique du Huéscar. Les régions voisines plus occidentales étant actuellement mal connues, il est impossible de rattacher cette unité à quoi que ce soit. Si elle forme une zone de faciès relativement continue, aujourd'hui cachée par les recouvrements, sa place logique est entre le Prébétique interne et le Subbétique de Huéscar.

- à l'E, les terrains trainés sous le Subbétique, entre Las Almontaras et la Sierra Sagra, formés uniquement de Crétacé et de Miocène, ont des faciès très comparables, pour ne pas dire identiques, à ceux du Prébétique interne autochtone de la région de Castril. C'est de toute évidence de cette zone de faciès qu'ils sont issus. On ne peut douter cependant, de leur allochtonie, mais celleci est certainement limitée, et même il est possible qu'ils s'enracinent, en partie au moins, près de l'Ermitage de Las Santas, à l'E de la Sagra. Les plis complexes dont ils sont affectés sont à rapporter au traînage, dont ils ont été l'objet sous la poussée des masses subbétiques.



CHAPITRE IX

LE SUBBETIQUE



I : INTRODUCTION .-

Dans la partie occidentale de la région étudiée, au-dessus de l'unité intermédiaire de la Rambla de la Olivilla et débordant largement sur le Miocène marneux de la plaine du Moyen Guadalquivir, on observe des terrains charriés comportant, à leur base, une sole de Keuper gypsifère. Les faciès de ces terrains et leur situation tectonique élevée me les font rapporter au Subbétique. Mais il faut souligner que leurs rapports avec le reste du Subbétique sont inconnus tant vers l'W, faute d'étude, que vers l'E où des terrains post-tectoniques cachent leur continuation.

Dans la partie orientale affleure le Subbétique de Huéscar que les travaux de R. Nicklès (1896, 1902 et 1904) puis de P. Fallot (1945) avaient contribué à faire connaître. Sa physionomie est dominée par la présence de grands massifs calcaires liasiques.

II : LE SUBBETIQUE DE TOYA.-

Le Subbétique de Toya comporte les massifs de la Sierra portant ce nom qui se relie, vers le N à un large affleurement de forme subcirculaire : le lobe de Peal de Becerro. De nombreux paquets isolés de composition très semblable à ce dernier parsèment la plaine du Moyen Guadalquivir. Aucun affleurement jurassique n'a pu, avec certitude, être rattaché à ce Subbétique.

A) LE LOBE DE PEAL DE BECERRO ET LES LAMBEAUX DE LA PLAINE DU MOYEN GUADALQUIVIR.

Sur la feuille de Cazorla, ces terrains affleurent le plus souvent dans de très mauvaises conditions et notamment au NW et à l'W de Peal de Becerro où ils forment malheureusement pour le géologue, d'excellentes terres de labour ou, plus rarement, sont plantés d'oliviers. Si l'on ajoute que les flancs des collines sont l'objet d'une solifluxion intense et que les terrains quaternaires n'y sont pas rares, on comprendra que la cartographie y soit bien délicate. Dans le tracé des contours géologiques, malgré mes soins, il entre certainement une part d'interprétation importante dont le lecteur devra tenir compte.

Néanmoins, certains faits apparaissent clairement :

1. Mis à part le Trias, je n'ai jamais identifié dans cette région des ter-

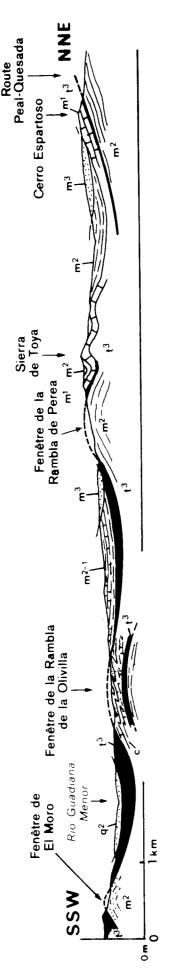


Fig. 182 : Coupe géologique dans le Subbétique de Toya.

Autochtone: m2: marnes à Orbulines (Miocène moyen)

Unité de la Rambla de la Olivilla : t3 : Keuper; c : Crétacé pélagique; (éventuellement : m2 : marnes de la fenêtre de la Rambla de Perea)

Subbétique : t3 : marnes gypsifère (Keuper); ml : marno-calcaires du Miocène inférieur (Aquitanien et Burdigalien); m2 : marnes du Miocène moyen (m2-1 : marnes et marno-calcaires du Miocène inférieurmoyen). m3 : marnes sableuses du Miocène supérieur. 1

Légende de la figure 184:

- 01 : chevauchement de l'unité intermédiaire

- Φ2 : chevauchement du Subbétique de Huéscar

- Autochtone prébétique : c6-5 : Aptien-Albien flysch; c7-6b : Vraconien-Cénomanien marneux ; e : Rocène marneux, m! : calcaires parfois conglomératiques du Miocène inférieur discordant; m2 : marnes du Miocène marneux.

Unité intermédiaire : c4-1 : marnes et marno-calcaires un peu sableux (Berriasien-Barrémien); c6-5 Aptien-Albien flysch; c7 : marno-calcaires cénomaniens.

Subbétique: t3: Keuper gypsifère, ℓ : Lias, ℓl : Hettangien (?); $\ell 2$: Sinémurien; ℓD : Lias dolomitique; ℓC : Lias calcaire; ℓC : Pliensbachien (ℓC 3 : Carixien, ℓC 3 : Domérien); ℓC 4: Toarcien; ℓC 5: Dogger; ℓC 5: Malm; c1 à c9: marnes et marno-calcaires du Berriasien au Sénonien, plus ou moins injectés de Keuper (coupe D: c5-1: marnes sableuses parfois flyschoïdes du Berriasien-Aptien, ℓC 7-6: marno-calcaires de 1'Albien-Cénomanien; c9-8: marnes du Turonien-Sénonien); e: Eocène; el ℓC 6: Tprésien gréseux; e3: Priabonien; m1: Miocène inférieur calcaire de Marmolance.

- q1 : Quaternaire ancien des Llanos de Cortes.

rains antérieurs au Cénomanien (1). La série est entièrement marneuse au Crétacé et à l'Eocène inférieur et moyen. Le Priabonien est formé d'alternances marno-gréseuses à allure flysch. L'Oligocène manque; le Miocène, qui commence à l'Aquitanien et se poursuit au moins jusqu'à l'Helvétien, est bien développé, surtout en ce qui concerne ses termes inférieurs (Cabeza del Rey, C. 7).

- 2. Ces terrains sont plissés tout à fait anarchiquement. La cartographie semble montrer une certaine orientation N-S au NW de Peal de Becerro, E-W au SW de ce village, mais sans grande régularité.
- 3. Le contact entre les affleurements mésozoïques ou cénozoïques du lobe de Peal de Becerro et le Miocène de la plaine du Moyen Guadalquivir est toujours, ou presque toujours, jalonné par du Keuper gypsifère. Ceci signifie que dans l'ensemble, le lambeau surmonte le Miocène et n'est pas intercalé en son sein. Mais il est souvent difficile d'appuyer cette conclusion par des observations de détail. Parfois, l'allure des contours, en relation avec la surface topographique permet d'affirmer le repos du lobe de Peal de Becerro sur le Miocène autochtone. C'est le cas à 4 km au NW de Peal de Becerro (Cortijo de la Calavera, Cortijo de Pozo Lobo, voir fig. 10), ainsi que, dans une moindre mesure, à 1500 m et à 5 km (Cortijo de los Castellones) à l'W de ce même village.

C'est le cas aussi sur le flanc nord-est du lambeau isolé du Tumbal-Cabeza del Rey (6 km au NE de Peal de Becerro) qui est formé pour une grande partie de terrains aquitaniens et dont la pente est assez forte pour qu'on puisse se convaincre de ce dispositif tectonique.

Mais ailleurs, en ce qui concerne ces superpositions, il est bien difficile de trancher et même, en certains points, l'hypothèse selon laquelle des terrains charriés seraient inclus dans le Miocène autochtone n'est pas à écarter (par exemple pour le Trias et le Sénonien et l'Arroyo de las Salinas, à 2,5 km au NW de Peal de Becerro, situé dans une dépression topographique par rapport au Miocène marneux qui l'entoure).

En résumé, on peut affirmer que, dans leur ensemble, le lobe de Peal de Becerro et les lambeaux subbétiques voisins, flottent sur le Miocène autochtone du Moyen Guadalquivir. Mais les contacts ne sont pas partout clairs et même, localement, évoquent une disposition tectonique inverse. Seuls de petits sondages permettraient de résoudre cette ambiguité.

^{(1).} Si l'on excepte un bloc de calcaires jurassiques de quelques mètres cubes situé à 3,5 km au NW de Quesada, (200 m au SW du pont de la route sur l'Arroyo del Horcajo) et qui est peut-être à rapporter à l'unité de la Rambla de la Olivilla. Ces calcaires, micritiques, renferment de grands Saccocomidés (Kimméridgien-Tithonique inférieur).

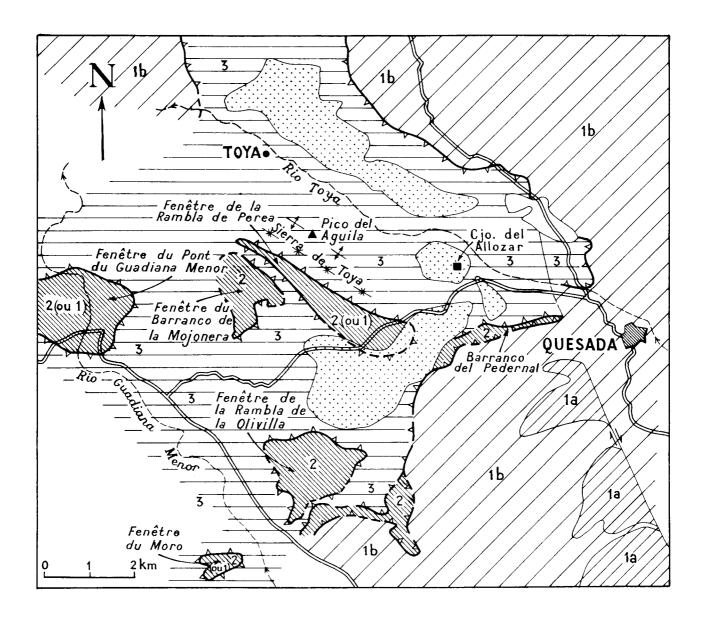


Fig. 183 : Schéma tectonique de la Sierra de Toya et de ses abords.

la : Prébétique (jusqu'au Miocène calcaire)

1b : Prébétique (uniquement le Miocène marneux)

2 : Unité de la Rambla de la Olivilla

2 (ou 1) : Miocène marno-gréseux (Miocène moyen et ? supérieur) à rapporter à l'unité de la Rambla de la Olivilla (ou au Prébétique)

3 : Subbétique de Toya

Pointillé : Miocène sableux postérieur à une phase tectonique

B) LA SIERRA DE TOYA ET SES ABORDS (fig. 183).

Le lobe de Peal de Becerro se relie, au S, à une région plus montueuse limitée, au SW, par le Guadiana Menor. L'axe orogaphique principal en est constitué par la Sierra de Toya qui culmine au Pico del Aguila (684 m). A cause de ces reliefs, plus découpés par les vallées que les collinettes de Peal de Becerro, les observations géologiques sont plus faciles, au moins entre le Rio Toya et le Guadiana Menor.

L'existence d'un certain nombre de fenêtres, dont nous avons vu plus haut qu'elles montraient, soit les séries de l'unité de la Rambla de la Olivilla, soit du Miocène marno-gréseux d'appartenance imprécise, nous donne l'assurance que l'essentiel des terrains affleurant dans ces régions sont allochtones. On y trouve les mêmes séries stratigraphiques que dans le lobe de Peal de Becerro mais beaucoup plus facilement identifiables, les affleurements étant meilleurs. On y notera le développement du Miocène inférieur et moyen (marno-calcaires à Lépidocyclines et Miogypsines puis marnes blanches) dans la Sierra de Toya et dans le Cerro Espartoso.

Les seuls plis accentués visibles dans cette région affectent la Sierra de Toya proprement dite. Ils sont axés NW-SE et se décomposent en un anticlinal passant par le Pico del Aguila et un synclinal parallèle qui le flanque au SW. Ces plis intéressent probablement le substratum de cette unité car la fenêtre de la Rambla de la Perea, située juste au SE présente un allongement orienté de la même manière. Mais si cette fenêtre montre, comme il est probable, l'unité de la Rambla de la Olivilla, on ne doit pas en déduire que les plis affectent aussi leur substratum commun de ces deux unités que constitue le Miocène du Moyen Guadalquivir. Cette éventualité semble même douteuse étant donnée l'orientation tout à fait aberrante des plis de la Sierra de Toya par rapport aux directions prébétiques, presque N-S, de la Sierra de Cazorla toute proche.

On pourraît rendre compte de tous ces faits en imaginant que :

- 1. Le Subbétique de Toya serait venu chevaucher l'unité de la Rambla de la Olivilla et que
- 2. L'ensemble des deux unités, plissées ensemble ou bien en se plissant ensemble, serait venu surmonter le Miocène autochtone du Moyen Guadalquivir.

Cette distinction -dont je souligne le caractère hypothétique- de deux étapes dans la mise en place de ces unités n'implique pas une discontinuité chronologique entre elles.

Un problème se pose à propos d'une formation marno-gréseuse peu cohérente et affleurant mal, en donnant aux champs des teintes olivâtres (1), en

^{(1).} Il est à noter que le flysch priabonien de cette unité donne souvent des affleurements très comparables, ce qui peut entraîner de fâcheuses confusions.

plusieurs points autour de la Sierra de Toya. (m3 sur la fig. 183). Cette formation est certainement à rapporter au Miocène qui a été caractérisé par des microfaunes généralement pauvres, concentrées dans quelques lavages de marnes. En un point seulement à 300 m au N du Cortijo Allozar (0° 34' 97" - 37° 51' 32") une association s'est montrée assez riche pour caractériser le Miocène moyen (éch. 130.64: Orbulina suturalis, Globorotalia mayeri, G. praemenardii, Globigerinoides triloba, Globoquadrina sp., dét. J. Magné).

On ne peut manquer d'établir un rapprochement entre ces formations et les couches marno-gréseuses du Miocène moyen-supérieur de le Loma de Ubeda ainsi que de celles du post-tectonique de Larva et de Hinojares.

De fait, le Miocène marno-sableux de la Sierra de Toya semble quelque peu discordant, dans la mesure ou ses mauvais affleurements permettent de le suspecter. Il semble même, au bord sud de la fenêtre de la Rambla de Perea, reposer sur les contacts anormaux de cette fenêtre, mais la solifluxion peut en être la cause. Mais jamais je n'ai vu cette formation reposer à la fois sur les terrains charriés et sur l'autochtone.

En résumé :

- Il existe, dans la Sierra de Toya, une formation marno-sableuse ou marno-gréseuse d'âge miocène.
- Cette formation pourraît être discordante sur les plis du Subbétique de Toya et même sur les contacts anormaux séparant cette unité de celle de la Rambla de la Olivilla.
- Elle ne semble pas reposer à la fois sur ces unités et sur l'autochtone du Moyen Guadalquivir.
- On peut donc penser qu'elle s'est déposée entre deux étapes tectoniques, la première consistant dans le rapprochement du Subbétique et de l'Unité de la Rambla de la Olivilla, la seconde dans le déplacement de l'ensemble sur le Miocène du Moyen Guadalquivir.

On retrouve là, par un raisonnement différent, les conclusions que nous avions émises plus haut.

Mais tout ceci est très hypothétique, surtout à cause des mauvaises conditions d'affleurement des terrains dans cette région. Il est à espérer que les contrées voisines situées plus à l'W, et qui font l'objet des études de M. Garcia Martinez, nous fourniront davantage de renseignements à ce sujet.

C) LA DEPRESSION DE TRIAS DU GUADIANA MENOR.

Le Trias basal de l'unité de Toya se relie, vers le S, à un grand affleurement de terrains du même âge où le Guadiana Menor a creusé son lit, et qui se poursuit jusqu'aux approches de Pozo-Alcón.

Je n'ai pas étudié en détail ce Trias dont la structure semble chaotique, car il se développe surtout sur la rive gauche du fleuve étudiée par M. Garcia Martinez. Lorsqu'on peut étudier son contact avec les terrains que je considère comme autochtones (Miocène moyen marneux du revers méridional de la Sierra de Quesada, région de Cuenca), on observe, sauf en deux point sur lesquels nous reviendrons, qu'il les chevauche manifestement.

Ce chevauchement est d'ailleurs confirmé par l'existence d'une fenêtre située à 2 km au NW des Picos del Guadiana, qui montre une série crétacée à rapprocher de celle de l'Unité de la Rambla de la Olivilla, et d'une demifenêtre constituée par le Crétacé du Prébétique interne de Cuenca (fig. 174). En outre, quelques petits lambeaux de Crétacé, et surtout d'Aptien-Albien marno-gréseux se trouvent coincés entre le Keuper et le Miocène marneux autochtone (1,5 km à l'ENE et 1,5 km à l'ESE du Cerro Alto...).

Un fait important est que ce Trias, accompagné localement d'un peu de Crétacé supérieur et d'Aquitanien, se trouve impliqué sans ambiguïté dans les plis prébétiques sur la transversale du Cerro Alto (voir fig. 172 et 173). C'est le seul point de ces régions où j'ai pu démontrer l'antériorité de la mise en place des terrains charriés par rapport aux plis qui affectent le Prébétique (1).

D) L'ORIGINE DU TRIAS DU GUADIANA MENOR.

Le Trias du Guadiana Menor se relie sans conteste à la semelle du Subbétique de Toya. Il est, nous l'avons vu, évidemment charrié partout où l'on en examine les contacts, sauf en deux points :

- Le premier est situé à 1,5 km au SW du Cerro Alto (fig. 173). On y voit le Miocène inférieur et moyen autochtone reposer transgressivement sur l'Aptien-Albien marno-gréseux lui-même superposé au Keuper du Guadiana Menor.

Dans l'hypothèse où ce Keuper serait largement allochtone, ce dispositif est troublant car il exige une explication compliquée où:

^{(1).} Cette antériorité paraît beaucoup claire dans la région située plus à l'W et étudiée jadis par R. Douvillé (1906) et, plus récemment par R. Busnardo (1960-62).

- 1. le Trias serait venu se mettre en place sur une série mésozoïque autochtone renversée puis
- 2. à la suite de mouvements secondaires dirigés du N vers le S, cetté série serait redevenue normale et aurait alors surmonté le Tras. Ce dernier mouvement pourraît être en relation avec la présence, un peu au S, d'un affleurement de marnes sableuses à rapporter au Miocène supérieur et qui pourraît, dans cette hypothèse, s'expliquer comme un coin synclinal déversé vers le S.

Néanmoins, l'explication la plus simple est que le Trias du Guadiana Menor forme le substratum des marnes sableuses à Orbitolines au sein desquelles il serait monté par diapirisme puis aurait été extravasé.

- Un autre point, où un dispositif comparable s'observe, est la région de Cuenca (fig. 174). Nous avons vu, en effet, que les terrains prébétiques qui y affleuraient présentaient un Jurassique mince, mais peut-être complet, avec, à sa base stratigraphique, des dolomies en plaquettes à allure de Rhétien. C'est sur ce "Rhétien", en série renversée, que repose le Trias du Guadiana Menor, ce qui fait évidemment penser que ce dernier terrain constitue le substratum stratigraphique de la série prébétique autochtone de Cuenca, même s'il existe un étirement entre les deux termes.

On peut donc, à propos de l'origine du Keuper du Guadiana Menor, émettre les hypothèses suivantes :

- l. ou bien ce Keuper est entièrement allochtone et, sole du Subbétique de Toya, il vient de régions plus méridionales dont l'emplacement exact est à définir
- 2. ou bien ce Keuper est seulement pour partie allochtone, . soit que le Keuper allochtone soit venu reposer sur un Keuper autochne -substratum du Prébétique- sans que j'ai pu distinguer l'un de l'autre,
- . soit qu'il s'agisse d'une gigantesque cicatrice de Keuper, peutêtre explicable en partie par un diapirisme, et dont la partie méridionale serait venue, avec occasionnellement sa couverture jurassique et crétacée, du S vers le N, déborder la partie septentrionale restée autochtone.

Je ne puis choisir entre ces hypothèses qui me paraissent toutes vraisemblables. Soulignons que ces ambiguïtés résultent essentiellement de la nature inconnue (stratigraphique ou tectonique?) de certains contacts entre le Keuper du Guadiana Menor et les terrains prébétiques. Peut-être serait-il plus facile de préciser cette nature en d'autres lieux.

E) LE MIOCENE POST-TECTONIQUE DU GUADIANA MENOR.

Rappelons l'existence, dans la région du Guadiana-Menor, comme aux environs de Larva, de dépôts marno-sableux du Miocène élevé (voir p.376). Nous en tirerons parti lors de la conclusion de cette étude.

III : LE SUBBETIQUE DE HUÉSCAR (fig. 184).

Les grands traits structuraux de ces régions, situées dans la partie SE du domaine étudié, ont été dégagés jadis par R. Nicklès (1902, 1904) puis par P. Fallot (1945).

Le premier avait mis en évidence le chevauchement de la Sierra Sagra; le second, ayant confirmé ce chevauchement, l'avait vu se prolonger, vers le SW, par celui de la Sierra de Duda.

A) LE CHEVAUCHEMENT DU SUBBETIQUE.

La superposition anormale du Subbétique à l'autochtone prébétique, dont il est souvent séparé par les unités intermédiaires, ne fait, en effet, aucun doute.

Près de Las Almontaras, qui est le point le plus méridional où il apparaît (plus au S il est caché par des terrains récents), le chevauchement est marqué par une épaisse lame de Keuper gypsifère, inclinée fortement vers le S, sur laquelle repose directement le Néocrétacé marneux et marno-calcaire.

Ce contact, masqué par place par du Quaternaire ancien, se suit vers le N jusqu'au pied de la Sierra de Duda.

C'est alors la masse calcaire et dolomitique de cette montagne qui surmonte tectoniquement le Miocène prébétique à faible pendage sud-est, comme P. Fallot l'avait observé (1945, fig. 47).

A San Clemente, le Lias dolomitique disparaît et ce sont des termes plus élevés du Jurassique qui surmontent, avec un relief plus faible, les terrains de l'unité intermédiaire, ici très développée.

Entre San Clemente et la Sierra de Moncayo, le contact anormal est caché par des dépôts récents mais un léger rentrant tectonique vers le SE est inéluctable.

Plus au NE, c'est de nouveau le Lias inférieur calcaréo-dolomitique qui forme l'essentiel des masses charriées, et le contact marquant leur base sinue, en passant au N de la Sierra de Moncayo puis au S de la dépression, où affleure l'unité intermédiaire, située au pied méridional de la Sierra Sagra.

De là, le contact, souvent masqué par des dépôts de pente, descend, vers l'E, jusqu'au Rio Bravatas et, après avoir dessiné un profond rentrant vers le S dans le Barranco de los Cazadores, semble se poursuivre en direction de la Puebla de Don Fadrique jusqu'où je ne l'ai pas suivi, mais ou il a été cartogra-

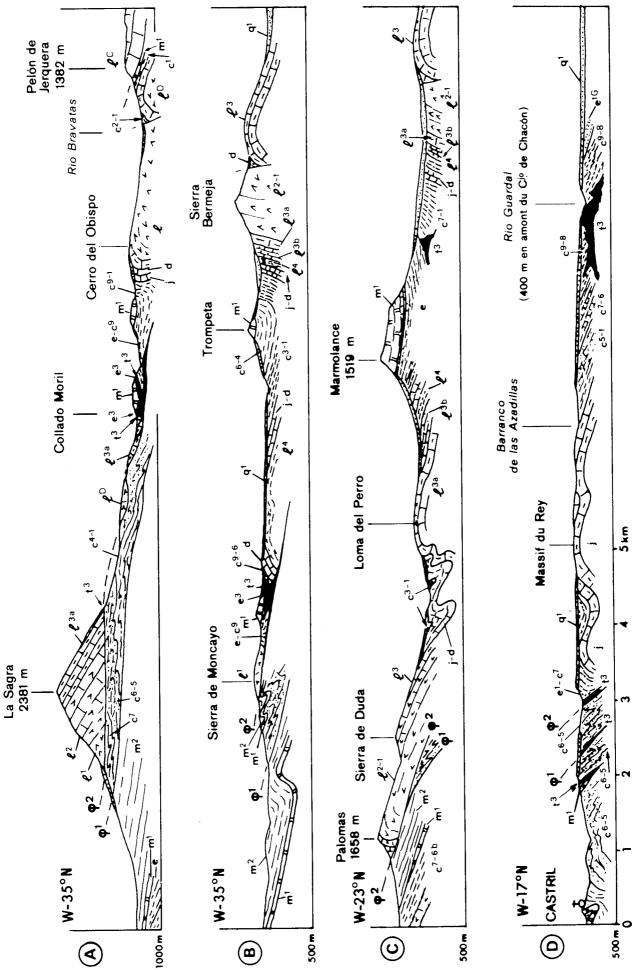


Fig. 184 : Coupes géologiques dans le Subbétique de Huéscar (A au N, D au S; voir légende page 534).

phié par M. M. Alvarado (M. M. Alvarado et J. L. Saavedra, 1966).

Plus au N, en avant de ce front de chevauchement, la Sierra Sagra forme une klippe dont nous analyserons plus loin la structure.

B) LA SIERRA DE DUDA ET SES ABORDS (fig. 184, coupe C).

Le massif de la Sierra de Duda est composé de terrains calcaires et dolomitiques du Lias inférieur-Carixien chevauchant, vers l'W, le Prébétique. L'interprétation des pendages des couches me fait penser que l'ensemble de cette montagne forme un anticlinal couché vers le NW, mais je n'ai pu observer la charnière de ce pli.

A son revers sud-est, la dépression du Rio Guardal montre des formations plus récentes allant jusqu'au Crétacé inférieur qui présente des faciès sableux comparables à ceux du Prébétique interne ou des unités intermédiaires. P. Fallot (1945, fig. 47) avait émis l'hypothèse que la Sierra de Duda pouvait être tectoniquement superposée aux formations du Rio Guardal. Cette idée est à rejeter car il y a continuité stratigraphique entre les deux ensembles, les couches du Rio Guardal formant la couverture de la Sierra de Duda. Cette continuité est bien visible non loin de San Clemente dans le Barranco de la Cayetana (voir fig. 33).

La dépression du Rio Guardal montre des séries qui sont caractérisées par un Dogger et un Malm épais dont l'essentiel est constitué par des calcaires à silex, et un Crétacé inférieur à passées sableuses. Elle est marquée par deux synclinaux serrés et allongés, jalonnés de Crétacé.

Les rapports avec la Loma del Perro, qui longe au SE cette dépression, sont obscurcis par le présence de Quaternaire. Le contact entre ces deux ensembles ne m'a jamais paru normal. L'examen des régions plus méridionales montre qu'il ne s'agit pourtant pas d'un contact tectonique important mais d'un simple étirement. En effet, les calcaires lités à silex du Jurassique moyen et supérieur du Rio Guardal se retrouvent, au S, dans le massif du Cubo et, plus au S encore, dans celui du Rey (fig. 184, coupe D). Ce dernier massif est traversé par le Barranco de las Azadillas (voir fig. 35), qui met à jour, sous le Quaternaire ancien, sa couverture crétacée bien développée du côté sud-est et lardée de Trias au cours d'une phase crétacée de diapirisme.

Au NE du Barranco de las Azadillas, le Rio Guardal met à jour, dans les mêmes conditions, une série crétacée tout-à-fait analogue. Bien que ces deux affleurements soient séparés de près d'un kilomètre par du Quaternaire, leur continuité sous ces dépôts récents ne me paraît pas faire de doute (mêmes pendages, mêmes faciès). Or, cette série crétacée du Rio Guardal est la couverture du Jurassique de la Loma del Perro. On peut s'en assurer à la terminaison méridionale de cette colline, en particulier à 300 m au NE du Cortijo de la Escopeta où l'on voit les calcaires à silex carixiens de la Loma del Perro plon-

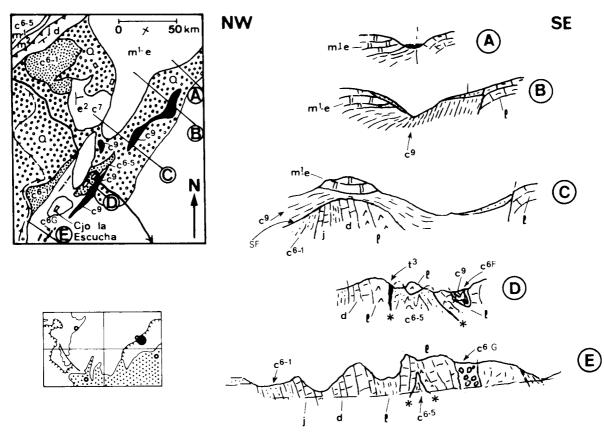


Fig. 185 : Schéma géologique et coupes de la région située à 1 km à 1'E de San Clemente (voir aussi la coupe de la fig. 94 qui prolonge à peu près, vers le NW, la coupe C). Tous ces terrains ressortissent au Subbétique sauf dans le coin nord ouest où affleure l'unité intermédiaire qui apparaît aussi dans de petites fenêtres.

- Unité intermédiaire :

c⁶⁻⁵: flysch à Orbitolines de l'Aptien-Albien

m¹ : Calcaires miocènes m² : marnes miocènes

- Subbétique :

t³ : Keuper

1 : Lias (dolomies et calcaires)

d : Dogger (calcaires)

j : Malm

c⁶⁻¹: Crétacé inférieur à faciès subbétique externe (voir fig.94).

c^{6F}: encroûtements ferrugineux d'âge albien

sF : surfaces ferrugineuses d'âge incertain (Albien?)

c6G : conglomérats d'âge albien

e²⁻c⁷: marnes du Cénomanien à l'Eocène moyen

c⁹ : marnes feuilletées à Globotruncana (Sénonien supérieur).

ml-e: calcaires priaboniens puis miocènes.

Q : Quaternaire.

ger, vers le S, sous du Domérien disparaissant à son tour sous un ensemble allant du Lias supérieur au Tithonique qui, lui-même s'enfonce, avec les mêmes pendages, sous le Crétacé (voir fig. 50).

Ces arguments m'amènent à ne voir qu'un seul ensemble tectonique dans la Sierra de Duda, la dépression du Rio Guardal, la Loma del Perro et les massifs plus méridionaux du Cubo et du Rey. L'évolution des faciès du Jurassique et du Crétacé est, en adoptant cette conclusion, tout à fait logique.

C) LA REGION SITUEE A L'E DE SAN CLEMENTE (fig. 185).

Des dispositifs curieux sont observables à 1,5 km au SE de San Clemente, de part et d'autre de la route qui conduit de ce village à Huéscar.

Au N de cette route, se dresse une colline calcaire qui est l'homologue de la Sierra de Marmolance : alors que la partie supérieure est à rapporter au Miocène inférieur, sa base montre des couches à Nummulites probablement priaboniennes. Ces calcaires sont subhorizontaux. Sous eux, on trouve des marnes feuilletées, à Globotruncana, du Sénonien. Si, depuis ce massif, on progresse de l'E vers l'W en direction de San Clemente, on recoupe successivement tous les termes de la série crétacée, des plus récents au plus anciens, puis l'on atteint le Jurassique qui repose anormalement sur l'unité intermédiaire (voir fig. 94). La série semble donc là parfaitement continue.

Mais si, en partant du même massif de calcaires tertiaires, on se dirige vers le SW, il en va tout autrement. On se trouve, en effet, très vite en présence des couches jurassiques, verticales ou subverticales qui paraissent s'enfoncer vers le N, en conservant leur pendage, sous l'ensemble du Sénonien et du Tertiaire (fig. 185, coupe C). Le détail des contacts est malheureusement caché par des dépôts quaternaires sur quelques mètres ou quelques décamètres et malgré mes efforts, je n'ai pu acquérir une certitude absolue quant à ce dispositif. Mais il faut ajouter que, sur la surface horizontale qui tronque vers le haut les bancs verticaux du Jurassique, j'ai observé des encroûtements ferrugineux à allure de Hard ground qui amènent à croire que le Crétacé supérieur repose stratigraphiquement sur cette surface. En bref, tout se passe comme si le Sénonien, horizontal, reposait en discordance sur le Jurassique vertical.

Seules, ces observations seraient insuffisantes pour entraîner l'adhésion. Mais d'autres arguments viennent appuyer cette hypothèse. Si l'on se déplace un peu vers le S, en empruntant un petit ravin à 400 m environ au NE du Cortijo de la Escucha (1), on constate la présence d'un petit synclinal à coeur

^{(1).} Cette ferme, dont le nom n'est pas indiqué sur la carte au 50 000 ème (2è édition) a, pour coordonnées 1° 02' 32" - 37° 51' 41".

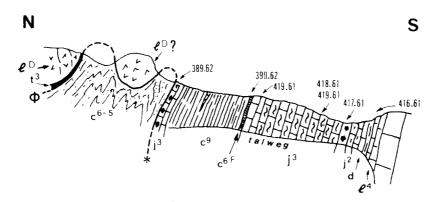


Fig. 186: Coupe pour une grande partie dans l'Arroyo de la Cruz, à environ 500 m au NE du Cortijo de la Escucha (comparer à la fig. 185, coupe D).

Φ : chevauchement du Subbétique sur l'unité intermédiaire.

- Unité intermédiaire :

 $\mathrm{c}^{\,6^{-5}}$: marnes brunes et vertes et grès bruns de l'Aptien-Albien.

- Subbétique :

t³: Keuper

1D: Lias dolomitique

14 : calcaires jaunâtres en petits bancs (Toarcien)

d : calcaires marneux et marnes verdâtres, à silex au sommet (Dogger) 416.61 : Pelsparite laminaire à "filaments"

j² : calcaires bréchiques et brèche calcaire monogénique (Kimméridgien). 417.61 : pelsparite à Saccocomidés

j³: calcaires noduleux rouges (Tithonique -et Berriasien?)

418.61 : (Ammonites) : Spiticeras (Negreliceras sp.), Berriasella sp. (Tithonique ou Berriasien, det. R. Enay).

419.61: micrite à Stomiosphaera moluccana, Grands Saccocomidés, Globochaete alpina.

389.62 : micrite à rares Calpionelles (Calpionella alpina, C. elliptica, Tintinnopsella carpathica, Berriasien probable)

c6F: encroûtements ferrugineux d'âge albien

390.62 : microbrèche à éléments abondants. Eléments : calcaires très ferrugineux à Calpionelles, Saccocomidés (Tithoniques) ou à petits Globigérinidés (Crétacé inférieur). Ciment : micrite à petites Rotalipora, Ticinella sp.

c9 : <u>Calcaires marneux finement lités</u> (Sénonien).

420.61: micrite à Globotruncana cf. stuarti, G. arca, G. contusa, Maestrichtien, dét. J. F. Raoult).

de marno-calcaires néocrétacés (fig. 185, droite de la coupe D et fig. 186). Or, on observe que ces couches, qui sont essentiellement sénoniennes, reposent directement sur le Malm. Du côté nord-ouest, le Malm est très réduit alors que du côté sud-est il est bien développé et séparé du Sénonien par des encroûtements calcaires microbréchiques et ferrugineux dont les élements sont tithoniques et le ciment, albien (petites Rotalipora sp., Ticinelles à cachet albien, éch. 390.62). Bordant, à l'W, ce synclinal, une petite fenêtre où affleurent les terrains de l'unité intermédiaire n'intervient pas dans ce dispositif.

On peut donc affirmer que le contact du Sénonien et du Jurassique est stratigraphique et que toute la série crétacée anté-sénonienne visible, dans le même Subbétique, à 1 km au N est ici absente, mis à part des encroûtement d'âge albien. Il est donc incontestable que le Sénonien est discordant sur le Jurassique et l'hypothèse que nous avons formulée pour la coupe C apparaît comme raisonnable.

Une centaine de mètres au S du Cortijo de La Escucha (fig. 185, coupe E), un ruisseau (Arroyo de la Cruz) recoupe la même série. On y observe, là aussi, une fenêtre montrant un minuscule affleurement de Néocrétacé à rapporter probablement à l'unité intermédiaire. Un peu à l'E de cette fenêtre, on trouve, intercalée verticalement au milieu des calcaires liasiques, une bande, large de 15 m, de conglomérats calcaires dont les blocs sont composés de calcaires et de dolomies liasiques. Le volume de ces blocs, généralement de l'ordre du décimètre cube, peut atteindre plusieurs mètres cubes. Deux petits filets de marnes roses, intercalés entre ces blocs, m'ont fourni une microfaune très pauvre, mais caractéristique, de l'Albien probablement supérieur (Ticinella cf. primula Sigal, éch. 1320). Il me paraît très vraisemblable que cette datation fixe l'âge des conglomérats car s'il s'agissait d'un remaniement, il serait inexplicable que seul l'Albien soit représenté. On peut penser qu'il y a là, sous forme d'un remplissage de fissure, un équivalent latéral des encroûtements microbréchiques observés un peu plus au N dans le prolongement de ces brèches.

En conclusion, alors qu'à l km au N du Cortijo de la Escucha, la série crétacée est complète et parfaitement tranquille, à 500 m au NE de cette ferme, elle est incomplète et extrêmement troublée.

L'Albien repose stratigraphiquement sur divers niveaux du Jurassique; parfois il est grossièrement bréchique, parfois il est réduit à des encroûtements. Il est suivi par le Sénonien lequel peut aussi reposer, par endroits, directement sur le Jurassique, en discordance angulaire de 90°.

Ces phénomènes, intenses mais très locaux, peuvent s'expliquer sans faire intervenir de grands mouvements tectoniques, J'ai montré, en effet, (A. Foucault, 1966 a) qu'il existait dans ces régions, un diapirisme du Keuper provoquant, dès l'Albien, des condensations de séries et se manifestant, du Turonien au Tertiaire, par des intrusions ou des épanchements de marnes gypsifères. Il me paraît tout-à-fait indiqué de mettre ces phénomènes en relation. Même si, près du Cortijo de la Escucha, la preuve de montées de Trias n'est pas apportée, elle l'est, à 4 km seulement au NE, au pied méridional de la Sierra de Moncayo.

Fig. 187 : <u>Le versant méridional de la Sierra de Moncayo près du Cortijo de las Higueras (G. 36).</u>

t³ : Keuper gypsifère.

1D : Lias dolomitique de la Sierra de Moncayo (très en relief par rapport aux autres terrains).

rapport aux autres terrains). 1^{3a}: calcaires à silex carixiens.

13b: marno-calcaires domériens.

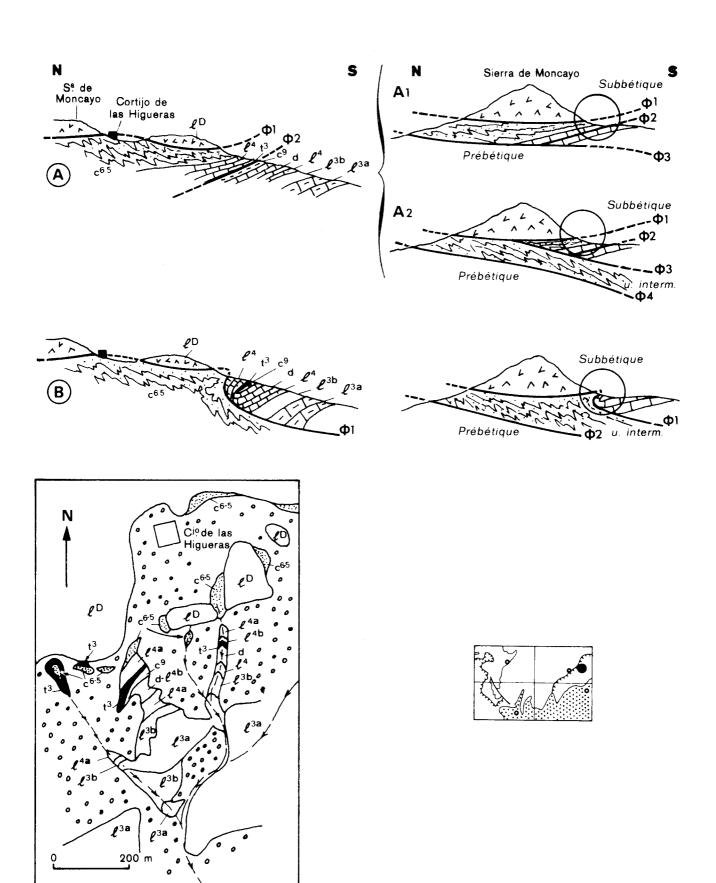
14a: calcaires jaunâtres en petites dalles (base du Toarcien).

14b: marno-calcaires gris toarciens.

d : Dogger (surtout calcaires noduleux rouges à rares Ammonites).
 c⁶⁻⁵:marnes gréseuses verdâtres et brunâtres (Aptien-Albien à rapporter à l'unité intermédiaire).

c⁹: marnes roses à Globotruncana (Sénonien).

- Coupe A : interprétation postulant l'existence de deux unités subbétiques. On notera que, dans l'unité inférieure, on doit admettre la présence d'Albo-Aptien marno-gréseux.
- Coupe B: interprétation avec une unité subbétique et un léger rétrochevauchement. Beaucoup plus vraisemblable que la précédente, elle rend compte du renversement du Lias au-dessus du
 Keuper à 300m au S du Cortijo. L'Albo-Aptien gréseux est
 rapporté à l'unité intermédiaire. Le Keuper pris dans un
 synclinal au-dessus du Sénonien est interprété comme mis
 en place anciennement par diapirisme. Ce dernier phénomène
 est connu à 2 km au SW, au S de la cote 1257 (voir fig. 189).



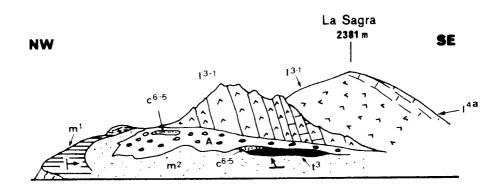


Fig. 188 : <u>La troncature basale de la Sierra Sagra</u> (vue perspective vers le NE depuis le col situé entre la Sierra de Moncayo et la Sierra Sagra).

- Unités intermédiaires :

m¹ : calcaires du Miocène (inférieur ?)

m² : marnes du Miocène (moyen ?)

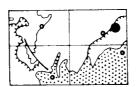
c⁶⁻⁵:marnes gréseuses de l'Aptien-Albien, coincées entre le Lias

- <u>Subbétique</u> : et le Keuper.

t³ : Keuper

1³⁻¹: Lias inférieur dolomitique et calcaréo-dolomitique.

1^{4a}: calcaires à silex carixiens



D) LA SIERRA DE MONCAYO ET SES ABORDS.

A 5 km au NE de San Clemente, se dresse la Sierra de Moncayo. Elle est formée de dolomies, le plus souvent massives, mais dans lesquelles on note parfois un pendage subvertical dont la nature stratigraphique est confirmée à l'extrémité septentrionale de la Sierra où des bancs calcaires verticaux sont également visibles.

Son flanc méridional est drapé par des formations de pente. Quand, localement, ces dernières ont été enlevées par l'érosion, on s'aperçoit que, de ce côté aussi, la Sierra de Moncayo chevauche les terrains situés à son pied et que, sur ce versant méridional, je rapporte au Subbétique. Ceci est bien visible près du Cortijo Morales (fig. 189) et, mieux encore près du Cortijo de las Higueras (fig. 187).

On pourraît en tirer la conclusion que les dolomies liasiques de la Sierra de Moncayo forment une unité supérieure du Subbétique, et c'est ce que j'ai cru tout d'abord (A. Foucault, 1960 b : unité de Moncayo-La Sagra). Une objection d'ordre général s'élève cependant à propos de cette interprétation : si la Sierra de Moncayo formait une unité supérieure du Subbétique, les terrains également subbétiques, mais constituant dans cette hypothèse une unité inférieure et qui sont visibles au Sud de la Sierra, devraient se retrouver sur ses bordures occidentales et septentrionales, coincés entre elle et l'unité intermédiaire. De même, ils devraient se retrouver sous la Sierra Sagra, qui, nous le verrons, constitue le prolongement de la Sierra de Moncayo. Or on ne les observe jamais dans ces positions. On ne peut pas non plus imaginer que l'unité intermédiaire au N de la Sierra de Moncayo et le Subbétique au S forment une seule et même unité, les différences de faciès entre les deux domaines étant considérables.

Si l'on considère que le Subbétique de la Sierra de Moncayo et celui qui se trouve plus au S ne forment qu'une unité, on doit accepter l'idée d'un léger rétrochevauchement de la Sierra de Moncayo. Ce mouvement peut d'ailleurs être d'amplitude extrêmement faible (quelques décamètres, voir fig. 187, coupe B).

Cette solution est sûrement la bonne car, à 1200 m au NNE du Cortijo de las Higueras, on retrouve les terrains du Lias-Dogger mais cette fois avec un fort pendage vers l'E indiquant qu'ils ne s'enfoncent plus sous la Sierra de Moncayo mais qu'ils viennent reposer sur elle. Le contact précis est malheureusement caché par du Quaternaire. Entre ce point et le Cortijo de las Higueras, le Lias-Dogger affleure bien dans un vallon N-S, mais il est trop tectonisé pour donner des indications décisives.

Ainsi je pense que, malgré les apparences, la Sierra de Moncayo et le Subbétique situé plus au S ne forment qu'une seule et même unité.

E) LA COTE 1257 AU N DE CAMPOFIQUE (fig. 115 et 189).

Au S de la Sierra de Moncayo, s'élève une colline de calcaires terti-

aires culminant à 1257 m. Je ne reprendrai pas ici la description détaillée que j'en ai faite par ailleurs (A. Foucault, 1966 a). La sédimentation crétacée et éocène y est très perturbée par le diapirisme contemporain du Keuper, dont les premiers signes se perçoivent dès l'Albien. Ces mouvements sont à mettre en relation avec ceux qu'on à vu près du Cortijo de la Escucha, à l'E de San Clemente (fig. 185).

F) LA SIERRA SAGRA (fig. 184, coupe A).

La Sierra Sagra, belle montagne formée presque uniquement de Lias dolomitique et calcaire, est donc en avant du front de chevauchement principal du Subbétique auquel elle appartient. Reposant de toutes parts sur des terrains plus récents que les siens, c'est une klippe, comme l'avaient pressenti les auteurs précédents sans avoir pu le démontrer, n'en ayant pas fait le tour.

Une des caractéristiques essentielles de cette montagne, et dont les auteurs ne font pas mention, est que ses couches reposent obliquement sur leur substratum. L'angle correspondant à cette troncature basale va de 40° (à 1500 m au S du sommet) à 80° (à 2500 m au SSW du sommet, voir fig. 188). J'ai donné de ce phénomène une explication où interviennent des montées diapiriques anciennes (A. Foucault, 1966 a). La surface de base du massif pourraît correspondre à un flanc de dôme diapirique ramené à l'horizontale lors des mouvements tangentiels. Ceci expliquerait l'allure des couches sans avoir à faire intervenir des phénomènes de rabotage tectonique au sens strict du terme.

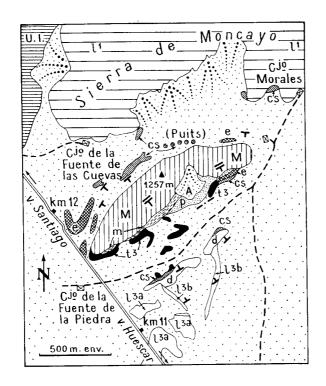
La Sierra Sagra fait partie intégrante de l'ensemble subbétique qui s'étend plus au S et n'en constitue pas une unité indépendante. Celà me paraît ressortir de l'homologie qui existe entre la partie méridionale de la Sierra où les couches sont subverticales (fig. 188) et de la partie septentrionale également subverticale de la Sierra de Moncayo. La solution de continuité entre ces deux ensembles, marquée par un col où affleure l'unité intermédiaire, n'est guère que de 800 m.

Au flanc méridional de la Sierra Sagra, on trouve un peu de Domérien (sans doute l'affleurement rapporté à tort au Sinémurien par De Verneuil et Collomb, 1856, voir p. 107), surmonté par des terrains allant du Lias au Malm peu épais et affleurant mal.

La base de cet ensemble est jalonnée par un liseré de Keuper mince et discontinu dans lequel on observe en un point (à 1600 m à l'E du sommet) un copeau de Jurassique supérieur écrasé.

G) LES CONTREFORTS MERIDIONAUX DE LA SIERRA SAGRA, LE COLLADO MORIL.

Au S de la Sierra Sagra, s'étend une zone de collines formées surtout



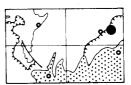


Fig. 189: Croquis géologique des environs de la cote 1257. (G.35-H.36).

- <u>Unité intermédiaire</u>: Lame de terrains divers (essentiellement flysch marneux crétacé et Miocène calcaire et marneux), coincée entre la nappe subbétique et l'autochtone prébétique (ce dernier, situé plus au Nord-Ouest, n'est pas visible dans les limites de la figure).

- Subbétique :

t³ : marnes bariolées gypsifères, pélites rouges ou violacées, dolomies noires, cargneules (Keuper) ;

1 : dolomies (Lias inférieur)

1^{3a}: calcaires en plaquettes (base du Toarcien ou sommet du Domérien. La plus grande partie du Lias moyen n'apparaît pas dans le cadre de cette figure)

13b: marno-calcaires, calcaires gris à Entroques puis calcaires noduleux rouges (Toarcien et Aalénien)

d : calcaires noduleux rouges puis calcaires à silex et filaments (Dogger)

cs: encroûtements calcaires, marnes remaniant t³ ou marnes blanches et roses (Albien à Sénonien supérieur)

e : marnes blanches à bancs gréseux (Eocène inférieur et

p : grès calcaires remaniant t³, conglomérats (Priabonien)

m : marnes roses

M : calcaires massifs subrécifaux (p.p. Aquitanien) pointillé lâche : Quaternaire ancien.

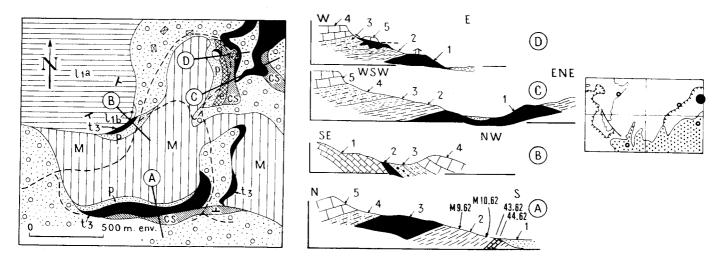


Fig. 190 : Carte et coupes dans la région du Collado Moril (E. 40).

- Carte :

Points et ronds : Quaternaire, surtout ancien

👶 : gypses, marnes bariolées, cargneules (Keuper)

1 la : calcaires lités à silex (Carixien)

11b : calcaires marneux à Ammonites (Domérien)

cs : marnes blanches et roses (Albien à Sénonien)

e : marnes blanches (Eocène inf. et moyen ?)

p : calcaires gréseux à Orthophragmines remaniant intensément le

Keuper (Priabonien)

M : calcaire à Polypiers et Mélobésiées (p.p. Aquitanien ?).

- Coupe A:

1 : alluvions quaternaires

2 : marnes blanches avec quelques bancs calcaires masqués çà et là par les formations de pente. Les lavages montrent des microfaunes d'âge sénonien et éocène inférieur associée à de nombreux quartz bipyramidés, probablement remaniés du Keuper.

44.62 : calcaire à <u>Pithonella sphaerica</u>, <u>Hedbergella sp., Globotruncana sigali, G. linneiana</u>, <u>G. coronata</u>, <u>G. aff. concavata</u>, <u>Praeglobotruncana gr. renzi</u>, <u>P. imbricata</u> (Coniacien, dét. J. F. Raoult).

43.62: micrite à Globotruncana linneiana, G. cf. stuarti, G. cf. elevata, G. arca, G. fornicata (Campanien supérieur ou Maestrichtien, dét. J. F. Raoult).

M10.62: (lavage): G. stuarti, G. stuartiformis, G. fornicata, G. cf. lapparenti, Bolivinoides draco (Maestrichtien, dét. J. Magné).

M.9.62: (lavage): Truncorotalia cf. aragonensis, T. gr. crassata (Eocène inférieur, dét. J. Magné).

3 : cargneules verdâtres à cassure noire, attribuables au Keuper
 4 : marnes jaunâtres, à petits bancs de calcaires gréseux à Orthophragmines, remaniant très intensément le Keuper (Priabonien).

5 : calcaires massifs à Mélobésiées (Aquitano-Burdigalien ?).

- Coupe B:

- 1 : calcaires lités (Carixien) surmontés, au moment oû s'amorce la descente rapide vers le Nord, par un petit affleurement mal visible de marno-calcaires à Ammonites domériennes.
- 2 : cargneules et marnes rouges labourées (Keuper).
- 3: grès grossiers à quartz bipyramidés remaniés, et à débris d'argilites vertes ou rouges dont les dimensions peuvent atteindre 3 cm. L'altération superficielle, en faisant disparaître les argiles, donne au grès une allure vacuolaire caractéristique. Une association de Nummulites, Orthophragmines et Operculines, lui assigne un âge priabonien.

- Coupe C:

- l: marnes bariolées et surtout gypse (Keuper). Cette masse gypsifère est située à la base de la nappe subbétique. Si l'on progresse vers le Nord de quelques centaines de mètres, on voit apparaître sous ce Trias des marnes bleues et des grès brunâtres Aptien-Albien qui appartiennent à l'unité intermédiaire immédiatement sous-jacente. Cette dernière repose elle-même sur le Miocène autochtone du Prébétique.
- 2 : marnes roses et blanches coulées sur la pente et où les superpositions sont délicates à observer. M. J. Magné a identifié par des microfaunes l'Albien et le Maestrichtien.
- 3 : marnes jaunâtres à passées roses (Eocène inférieur).
- 4 : marnes jaunâtres avec petits bancs de calcaires à Orthophragmines et débris de Trias remanié (Priabonien).
- 5: calcaire blancs à Algues.

- Coupe D:

- 1 : marnes bariolées à gypse (Keuper), base du Subbétique.
- 2 : marnes blanches et rosées (Sénonien et Paléocène probables).
- 3 : niveaux gréseux à Orthophragmines.
- 4 : calcaire à Algues.
- 5 : calcaire à Algues remaniant le Keuper.

de Lias calcaire montrant deux zones synclinales à coeur de Domérien et de Toarcien. De direction presque est-ouest, elles sont déversées vers le N, la plus septentrionale étant même écaillée sur son bord sud.

A l'E de ces collines, vient une zone synclinale où affleurent des terrains allant du Dogger au Miocène. Ce dernier forme les reliefs du Collado Moril (fig. 190).

Dans cette dernière région, se posent les mêmes problèmes que pour la colline cotée 1257 m et située au S de la Sierra de Moncayo : le Keuper vient perturber notablement la sédimentation du Crétacé et du Tertiaire et s'insère au milieu des sédiments de cet âge. Là aussi, j'interprète ces faits comme liés à un diapirisme contemporain de la sédimentation, le Keuper ayant pu former de véritables coulées boueuses sous-marines (voir A. Foucault, 1966 a).

J) LE SYNCLINAL DE MARMOLANCE.

Au S du massif de la Sierra Sagra et de ses annexes, se développe une vaste région synclinale axée SW-NE, dont les terrains sont souvent masqués par du Quaternaire ancien.

L'axe principal de cette structure, est marqué par la Sierra de Marmolance, petite montagne allongée aux flancs abrupts, constituée pour sa plus grande partie par des calcaires miocènes. A la faveur de ravineaux entamant le Quaternaire, le Crétacé et divers termes du Jurassique, affleurent à son pied. On observe aussi, du côté nord-est, à 1200 m au N de l'Ermitage de la Virgen de la Cabeza, un affleurement isolé de marnes gypsifères du Keuper. Je pense que sa présence est à mettre en relation avec les phénomènes de diapirisme ancien mentionnés plus haut. On remarque, là aussi, des irrégularités dans les séries stratigraphiques crétacée et éocène probablement en rapport avec ces phénomènes, mais la mauvaise qualité des affleurements ne m'a pas permis d'étudier en détail ces formations.

A 5 km au NE de la Sierra de Marmolance, le sommet nommé Trompeta en est une petite réplique : un chapeau de calcaire miocène, large de 200 à 300 m, repose sur une série crétacée et éocène comportant des lacunes (tout le Crétacé supérieur manque en particulier).

Des recreusements du Quaternaire font réapparaître ce synclinal à 3 km au NE, près du Cortijo La Monja. Il montre alors, en son coeur, des marnes à Ammonites pyriteuses du Crétacé inférieur et est fortement déversé vers le NW. Ce même synclinal se prolonge vers le N dans la région du Collado Moril où le Crétacé supérieur repose directement sur le Keuper, base de la nappe subbétique (voir fig. 190, NE de la carte).

I) LES MONTAGNES DE HUESCAR (voir fig. 184).

Dominant, au N, le gros bourg de Huéscar, s'élevent deux alignements montagneux allongés SW-NE.

1) L'alignement de la Sierra del Muerto.

L'alignement situé le plus au NW naît, au SW, à la Sierra del Muerto et se prolonge, vers le NE, par la Sierra Bermeja, la Sierra de Montilla et, sur la feuille de la Puebla de Don Fadrique, le Cerro del Obispo. Il constitue le flanc est du synclinal de Marmolance. La continuité stratigraphique entre ces deux ensembles est démontrée à l'E de la Virgen de la Cabeza (fig. 43) où l'on voit le Crétacé inférieur faire suite normalement au Malm subvertical, ce dernier constituant la prolongation vers le SW du Malm de la Sierra del Muerto (fig. 49). Cette liaison est également bien visible plus au NE, près du Cortijo La Carranza (voir fig. 26).

Les couches pendent très fortement vers le NW et, en progressant vers le SE, on peut traverser toute la série jurassique depuis le Malm jusqu'au Lias, probablement inférieur, surtout dolomitique, qui forme les crêtes de ces montagnes et leur versant méridional.

La dépression qui borde ce chaînon au SE (dépression de la Hoya de Tilos), est énigmatique. Elle est colmatée par des éboulis et des limons quaternaires. On ne peut manquer d'y voir le passage d'un accident car les structures, de part et d'autre ne se correspondent pas. En allant vers le NE, sur la feuille de Puebla de Don Fadrique on voit effectivement apparaître, dans le prolongement de cette dépression, un accident qui plonge à 45° vers l'ESE (fig.26), et qui est probablement celui qui sépare l'alignement de la Sierra del Muerto de celui, situé au SE, du Cerro de Perico Ruiz.

2) L'alignement du Cerro de Perico Ruiz.

Ce petit chaînon domine immédiatement la plaine de Huéscar. Il est formé par des calcaires gris à silex, où je n'ai pas trouvé de fossiles caractéristiques (quelques restes de Brachiopodes), mais que je rapporte au Carixien. En effet, ils sont surmontés -en un point où ils sont localement étirés- par des marno-calcaires à abondantes Ammonites domériennes (Cortijo del Doctor, fig. 26, niveau 7). Je pense que des marno-calcaires clairs de l'Aalénien-Bajocien, affleurant très localement dans la dépression de la Hoya de Tilos (voir fig. 25, niveau 2), font partie de cet ensemble, mais l'état des affleurement ne me permet pas de l'affirmer. Cette série comporte aussi des termes plus récents : un Malm probable peu épais surmonté par un Néocomien à Ammonites pyriteuses qui affleure bien dans la vallée du Rio Bravatas, à 2 km en amont du Cortijo del Doctor (voir au chapitre Crétacé, p. 322).

La nature du contact anormal qui sépare les alignements de la Sierra del Muerto et du Cerro de Perico Ruiz peut prêter à discussion. Si l'on considère l'allure des couches de part et d'autre de ce contact, on peut penser que la Sierra del Muerto constitue une unité supérieure par rapport au Cerro de Perico Ruiz. Il en résulterait que ce dernier massif aurait été situé, avant les chevauchements, plus au N que la Sierra de Duda ou la Sierra Sagra. Ceci me semble extrêmement douteux car je n'y ai pas vu de faciès caractérisant soit le Prébétique interne soit le Subbétique frontal.

Je pense donc que l'accident qui passe dans la dépression de la Hoya de Tilos est local mais que cette opinion demande un complèment d'information à rechercher sur la rive orientale du Rio Bravatas.

J) L'UNITE SUBBETIQUE DU PELÓN DE JERQUERA.

Entre la Puebla de Don Fadrique et Huéscar, il existe des montagnes calcaires liasiques que je n'ai pas étudiées en détail. Néanmoins, j'ai observé qu'elles chevauchaient dans leur ensemble le Subbétique de Huéscar le long d'un contact anormal orienté presque N-S et dominant la rive droite du Rio Bravatas.

Ce chevauchement m'a paru très net à 2 km au SW du Lobos (1500 m au N-20° E du Pelón de Jerquera)où l'ensemble du Subbétique de Huéscar, comportant au-dessus du Jurassique, un peu de Néocomien et de Miocène, s'enfonce vers l'E, avec un faible pendage, sous les massifs calcaires de La Puebla de Don Fadrique.

IV : CONCLUSIONS SUR LE SUBBETIQUE.-

A) REALITE ET AMPLEUR DU CHEVAUCHEMENT.

Le chevauchement du Subbétique sur le Prébétique est, dans la plupart des cas, manifeste, aussi bien dans le détail que dans son ensemble. Les preuves, aujourd'hui classiques, en furent jadis administrées essentiellement par R.Nicklès (1902, 1904) et par P.Fallot (1945).

Du point de vue géométrique, l'allure sinueuse du contact frontal de la nappe subbétique, la présence de klippes et de fenêtres sont autant de preuves du recouvrement qu'implique d'ailleurs le plongement habituel des couches prébétiques sous les masses subbétiques.

Du point de vue paléogéographique, l'étude de l'évolution des faciès montre qu'il existe une discontinuité au passage du front subbétique; on ne l'interprète bien qu'en faisant appel à l'hypothèse d'un rapprochement entre les deux domaines.

L'existence de copeaux pris entre Prébétique et Subbétique (unités intermédiaires) plaide aussi pour la réalité du recouvrement.

L'évolution des faciès du Prébétique externe vers le Prébétique interne puis vers le Subbétique, montre que le sens du chevauchement est, dans l'ensemble, du S vers le N ou, plus précisément, si l'on admet que l'orientation générale de la chaîne est perpendiculaire au chevauchement, du SSE vers le NNW. Supposer un autre sens de déplacement se heurterait d'ailleurs à l'absence de zone d'origine possible pour le Subbétique à l'W, au N ou à l'E (1).

Mais il s'agit là du sens moyen du chevauchement et peut-être localement en va-t-il différemment, bien que je n'aie pu trouver, dans la région étudiée ici, d'argument définitif en faveur de cette possibilité.

L'amplitude du recouvrement est notable.

Dans le Subbétique de Toya, entre les lambeaux les plus septentrionaux et le Miocène autochtone situé au S de la Sierra de Cazorla, la flèche est de 25 km, ce qui nous donne une valeur minimale du charriage. A ceci doit s'ajouter la place de l'unité de la Rambla de la Olivilla, coincée entre le Subbétique et l'autochtone.

⁽¹⁾ bien que récemment J.Schoeffler (1970, Bull.Rech.S.N.P.A., IV, 1, p.5) ait émis l'hypothèse de l'origine orientale de la plupart des nappes des Cordillères bétiques et du Maghreb.

Le Subbétique de Huéscar, moins découpé par l'érosion que celui de Toya nous cache son substratum qui n'apparaît qu'à son front et en arrière de la Sierra Sagra, mais si l'on estime qu'il s'est déplacé vers le NNW, et compte tenu des affleurements autochtones signalés vers le Cerro del Peñon, on peut penser que l'amplitude du chevauchement dépasse 20 km.

Ce sont là des valeurs minimales mais il est difficile d'assigner un maximum à l'amplitude du rapprochement des domaines prébétique et subbétique. L'étude de l'évolution des faciès, qui montre la liaison étroite existant entre ces deux domaines, interdit en tout cas de chercher la patrie du Subbétique au S des zones internes comme on avait pu parfois le supposer (voir p.18 et suiv.). On ne peut guère aller au-delà dans le raisonnement sans émettre des hypothèses sur les distances permettant le passage des faciès dans les régions aujourd'hui cachées par le recouvrement. Dans l'état actuel de nos connaissances, de telles considérations sont très aventurées et ne conduisent qu'à des conclusions bien incertaines.

Une nette obliquité entre les directions tectoniques et les directions isopiques se manifeste, au moins localement, dans les régions étudiées. Il est donc possible que certaines limites de faciès connues dans l'autochtone se retrouvent dans l'allochtone, ce qui permettrait d'évaluer plus précisément l'ampleur du recouvrement.

On n'a pas signalé, à ma connaissance, d'observation de cette nature. Mais certaines successions stratigraphiques rencontrées dans le Prébétique interne et les unités intermédiaires sont déjà très comparables à celles du Subbétique. Citons pour mémoire le cas des dépôts détritiques qui est le plus convaincant. L'Aptien-Albien flysch du Prébétique au S de Castril se retrouve dans l'unité intermédiaire au pied de la Sagra et dans le Subbétique le plus frontal. Les grès blancs du Paléocène, et surtout de l'Yprésien, de l'unité de la Rambla et de Olivilla et du Subbétique de Huéscar le plus externe se retrouvent à 100 km à l'ENE dans le Prébétique de la Sierra de la Puerta.

Ceci semble montrer que si 20 ou 25 km sont des valeurs minimales du déplacement, il n'y a pas lieu de s'attendre à ce que ce dernier soit beaucoup plus important. 30 ou 40 km peuvent constituer des distances raisonnables.

B) LE PROBLEME DU TRIAS DU GUADIANA MENOR.

La vallée du Guadiana Menor est creusée principalement dans une énorme masse de marnes bariolées gypsifères et de grès, lardée d'ophites, rapportée au Trias surtout supérieur.

D'une part ce Trias est bien évidemment allochtone et s'insère vers le N sous le lobe subbétique charrié de Peal de Becerro dont il constitue la semelle. Mais certaines observations (SW du Cerro Alto, Cuenca) incitent à penser qu'il fait partie en certains endroits du substratum du Prébétique méridional et qu'en ces lieux, il serait donc autochtone.

Les arguments dont je dispose ne me permettent pas de tenir ce dernier point comme assuré. Mais s'il s'avérait exact, l'ensemble des observations pourrait s'expliquer soit par la superposition directe de deux masses de Keuper tectoniquement différentes mais pratiquement indistinguables, soit par l'existence dans la région du Guadiana Menor, d'une cicatrice de Keuper -peut-être d'origine diapirique- dont la partie méridionale aurait débordé, avec sa couverture, la partie septentrionale.

C) L'ABSENCE DU JURASSIQUE ET DU CRETACE INFERIEUR DANS LE SUBBETIQUE DE TOYA.

Une caractéristique surprenante du Subbétique de Toya est de ne comporter que des terrains allant du Cénomanien au Miocène moyen à l'exclusion de termes plus anciens (voir cependant note 1, p.535).

Ceci n'est pas local et concerne tout le Subbétique affleurant sur les feuilles de Cazorla et de Pozo-Alcón. Il semble qu'il en aille de même -au moins en première approximation- dans les régions situées plus au S et au SW aux alentours de Huelma et de Cabra del Santo Cristo (1). Ce dispositif serait ainsi observable sur plus de 30 km du N au S. Des masses importantes de Jurassique charrié ne se trouvent que plus à 1'W dans la Sierra Magina et plus au S dans la région du Mencal.

Il ne semble pas qu'une phase de mouvements tangentiels intracrétacé, qui a été invoquée (1) puisse expliquer ce phénomène car on n'a pas observé de discordance stratigraphique à la base des terrains néocrétacés. Par contre, le repos direct desterrainsd'âge crétacé supérieur sur le Keuper peut s'expliquer par un phénomène sédimentaire.

On a en effet la preuve dans le Subbétique de Huéscar qu'un diapirisme intra-crétacé a été la cause de l'écoulement laminaire de Keuper sur le fond sous-marin. Un écoulement comparable, anté-cénomanien, dans le Subbétique de Toya pourrait rendre compte des faits observés. Il semble bien, d'après le peu que j'en sais (2), que les fenêtres de la région de Huelma et de Cabra del Santo Cristo comportent une série montant jusqu'au Crétacé inférieur à l'exclusion de termes plus récents. On pourrait ainsi émettre l'hypothèse que les formations de ces fenêtres et celles du Subbétique de Toya forment en fait une seule série stratigraphique et que la lame de Keuper qui les sépare est d'origine diapirique et serait une pellicule resédimentée ou écoulée au fond de la mer crétacée. Ce film de Keuper aurait permis le décollement, au Tertiaire, de la partie supérieure de la série stratigraphique et son avancée vers le N sur le Miocène autochtone de la dépression du Guadalquivir. Il s'agirait ainsi d'un cas de diverticulation, et les fenêtres de Huelma et de Cabra del Santo Cristo seraient plutôt à considérer comme des boutonnières sur une série comportant du Keuper interstratifié et probablement décollé.

⁽¹⁾ J.M. Fontboté et V. Garcia Dueñas (1968).

⁽²⁾ Idem; R.Busnardo (1960-62) et observations personnelles.

Ces hypothèses sont fragiles car elles s'appliquent pour partie à des régions mal connues. Elles rendent bien compte cependant des faits et je les émets avec l'espoir qu'elles seront de quelque utilité dans les recherches futures. Il faudrait notamment rechercher dans ces régions la preuve de l'écoulement du Keuper au sein de la mer crétacée, preuve qui serait apportée par l'existence de remaniements. Notons que les remarques faites au paragraphe précédent sur le Trias du Guadiana Menor vont bien dans le même sens (1).

D) LES PLIS DU SUBBETIQUE AFFECTENT-ILS SON SUBSTRATUM ?

Le Subbétique est plissé et l'on peut se poser la question de savoir si ces plis affectent également son substratum autochtone ou s'ils ne les affectent pas. Dans le premier cas, les plis seraient forcément postérieurs à la mise en place de ce Subbétique.

Dans le cas du Subbétique de Toya, il y a lieu de distinguer deux domaines : celui du lobe de Peal de Becerro et des lambeaux de la plaine du Guadalquivir d'une part et celui de la Sierra de Toya de l'autre.

Dans le premier domaine, le Crétacé et le Tertiaire allochtones sont très plissés mais reposent sur une semelle de Keuper à peu près horizontale de telle sorte qu'il est exclu que ces plis puissent affecter aussi le substratum autochtone composé ici de marnes miocènes.

Dans le deuxième domaine, nous avons vu (p.537) que si les plis du Subbétique de Toya semblaient intéresser aussi l'unité de la Rambla de la Olivilla, il était douteux qu'ils puissent déformer leur substratum prébétique commun.

Dans les deux cas, les plis affectant le Subbétique seraient donc antérieurs à sa mise en place définitive. Cependant, aux approches de la Sierra de Quesada, vers le Cerro Alto, il ne fait pas de doute que le Subbétique est impliqué dans des plis du Prébétique (voir fig. 172 et 173). Ce fait est important car il démontre la postériorité de ces plis prébétiques par rapport au chevauchement subbétique (voir p.539, paragraphe C).

On peut donc dire que lorsque le Subbétique de Toya n'est pas affecté par des plis du substratum, c'est que ce dernier n'est pas plissé et non qu'il a été plissé antérieurement à la mise en place du Subbétique. Il s'agit là bien entendu du substratum immédiat car en profondeur, il n'est pas exclu que les structures soient plus complexes.

Le Subbétique de Huéscar montre aussi des plis mais plus vastes et mieux réglés que ceux du Subbétique de Toya. Ils sont à peu près parallèles à ceux du Prébétique le plus voisin (Sierra Seca), cependant, là où

⁽¹⁾ Des idées comparables ont été developpées dans l'E des Cordillères bétiques par M.Blumenthal (1936, p.535) puis par R.Hoeppener et alt. Geol.Rundsch., 1963, t.53, p.284.

on peut en juger, c'est-à-dire sur la frange externe du Subbétique où il existe des rentrants tectoniques, il ne semble pas qu'il s'agisse des mêmes plis. En effet, la bordure de la Sierra de Duda, notamment vers San Clemente, celle de la Sierra de Moncayo et celle de la Sierra Sagra montrent à l'évidence une troncature basale qui peut atteindre par endroits 80° (1). Plus au S, les arguments manquent pour dire s'il en va de même pour le synclinal jalonné par la Sierra de Marmolance dont le substratum autochtone n'apparaît pas.

En résumé, on peut dire que le Subbétique était plissé avant la fin de son charriage. En certains points, il est repris par les plis qui affectent le Prébétique et qui sont donc postérieurs à cette mise en place. Cependant, la plupart du temps, le substratum autochtone du Subbétique semble peu tectonisé, comme si le Subbétique avait évité, dans sa progression, les régions prébétiques actuellement les plus déformées. Ceci suggère que ces dernières étaient à une cote plus élevée que les autres -mais peut-être encore immergées- lors de l'avancée de la nappe.

⁽¹⁾ J'ai émis l'hypothèse (A. Foucault, 1966) que cette disposition pouvait résulter de phénomènes de diapirisme ancien, le contour d'anciens dômes de sel ayant été mis à l'horizontale par accordance tectonique sur le substratum lors du déplacement du Subbétique.



CHAPITRE X

CONCLUSIONS GENERALES



I : RAPPORTS ENTRE LES DIFFERENTES UNITES.-

Les relations originelles entre les différentes régions tectonisées ne posent guère de problèmes dans le Prébétique. Mais il en va autrement quand on s'adresse aux unités intermédiaires et au Subbétique du fait de l'absence de connexions entre les unités et de l'importance des surfaces cachées par les recouvrements. Soulignons aussi le défaut de continuité entre les affleurements des unités intermédiaires et du Subbétique, situés d'une part dans la partie occidentale et de l'autre dans la partie orientale de la région étudiée, dû à l'extension des dépôts post-tectoniques aux environs de Pozo-Alcon. On devra donc comparer des séries stratigraphiques situées sur des transversales différentes et parfois éloignées. Il est alors pratiquement impossible, en l'absence de données plus nombreuses, de raisonner sans postuler que les faciès s'arrangent en zones possédant une certaine continuité et un allongement parallèle à celui de la chaîne. Le résultat ne pourra donc être tenu que comme une première approximation. Mais en attendant un contrôle par d'éventuels sondages et par l'étude détaillée des régions voisines, notons qu'en une certaine mesure, la continuité relative des zones de faciès jurassiques vers l'E semble donner quelque assise à ces prémisses (J.Azéma, Y.Champetier, A. Foucault, E. Fourcade et Y. Champetier, 1970).

L'autochtonie du Prébétique est indubitable. Elle découle de deux faits. L'un est que le Trias formant la base stratigraphique de ces séries, et qui affleure bien dans la vallée du Haut Guadalquivir, se poursuit vers le N puis le NW et se montre alors discordant sur le socle hercynien de la Meseta. Les récentes études de A.C.Lopez Garrido (1969 et Thèse Grenade, 1971) confirment ce fait de façon péremptoire. L'autre est que les plis prébétiques de la Sierra de Cazorla et de la Sierra de Quesada montrent des terminaisons périclinales qui s'ennoient sous le Miocène du Moyen Guadalquivir (voir fig. 144, 149, 151,...)

Le Prébétique externe forme un vaste arc qui se heurte vers le NW aux dépôts tabulaires triasico-liasiques qui recouvrent la Meseta et vers l'W au bassin miocène du Moyen Guadalquivir. En son sein, une division majeure semble correspondre à très peu de chose près à la ligne du rivage portlandien dont le tracé forme un arc parallèle aux directions tectoniques actuelles qu'il préfigure.

En se dirigeant vers le SE, on aborde, en continuité tectonique, le Prébétique interne qui est un domaine où la sédimentation est marneuse ou marno-sableuse, voire flyschoïde, durant tout le Crétacé. Les affleurements les plus méridionaux en sont constitués par le Cerro del Peñon et les formations de Cuenca. Ces dépôts comportent un Jurassique peu épais (?) et déjà en partie pélagique.

Les unités allochtones les plus basses sont les unités intermédiaires.

La plus orientale, située sous le front du Subbétique de Huéscar, ne s'écarte pas sensiblement, par sa composition, du Prébétique interne auquel elle semble même se rattacher tectoniquement au SE de la Sagra.

On peut aisément en conclure qu'elle le frange directement sur son bord sud.

La plus occidentale (unité de la Rambla de la Olivilla) est donc logiquement plus interne si elle possède une certaine continuité. Si on la compare au bord externe du Subbétique de Huéscar, on constate une nette ressemblance surtout frappante au niveau du Jurassique moyen très particulier dans les deux cas (marno-calcaires noduleux rouges puis calcaires lités à silex, à structure laminaire). Mais alors que le Lias moyen livre de nombreuses Ammonites dans le Subbétique de Huéscar, il fournit dans le Barranco de la Olivilla des microfaunes qui n'évoquent pas des conditions de sédimentation aussi pélagiques. Après un Crétacé inférieur dans l'ensemble plus pélagique dans le premier cas que dans le second, vient un Crétacé supérieur à peu près semblable dans les deux unités. Un point de comparaison important entre elles est constitué par des grès d'âge Paléocène et surtout Yprésien mais qui, en ce qui concerne le Subbétique, ne sont connus que dans sa frange externe. En somme, il n'est pas possible d'admettre que l'unité de la Rambla de la Olivilla puisse appartenir à une zone plus méridionale que le Subbétique de Huéscar. En revanche, il est naturel de la rapporter à une zone qui serait située immédiatement au N de celui-ci. Notons que les quelques mètres de grès aptiens-albiens reconnus dans le Subbétique de Huéscar le plus externe n'ont pas été observés dans l'unité de la Rambla de la Olivilla.

Il reste à discuter des positions originelles relatives des Subbétiques de Toya et de Huéscar. Le premier ne comporte pas de termes antérieurs au Crétacé qui est très pélagique (1). Dans les deux cas, l'Eocène est mal connu dans le détail, soit parce qu'il affleure mal, soit parce qu'il est troublé par un diapirisme contemporain de la sédimentation. Au Priabonien, un flysch semble caractériser le Subbétique de Toya alors que des marnes se déposent dans celui de Huéscar. Quant au Miocène inférieur, presque récifal dans le Subbétique de Huéscar alors qu'il est marno-calcaire dans celui de Toya, sa postériorité à un épisode tectonique ne permet pas d'assurer qu'il soit en relation avec les zones de faciès antérieures. De tout cela on ne peut guère tirer de conclusion et ce n'est qu'un argument indirect qui nous permet de penser que le Subbétique de Toya procède d'une zone plus méridionale que celui de Huéscar : il est en effet peu logique de supposer sa patrie entre ce dernier et l'unité de la Rambla de la Olivilla car les grès d'âge éocène inférieur, présents dans ces deux unités lui font défaut.

Toutes ces reconstitutions sont fragiles car elles reposent sur le postulat de l'allongement cylindrique au moins relatif, des zones de faciès. Soulignons cependant que sans cette proposition, il nous eut été impossible de tenter quelque reconstitution que ce soit.

⁽¹⁾ sauf en bloc de quelques mètres cubes de Malm pélagique (voir p. 535, note l.

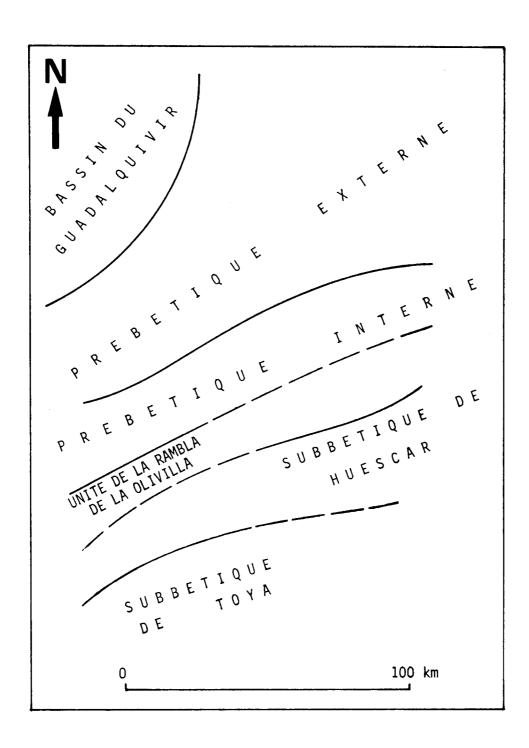


Fig. 191 : Rapports initiaux entre les différentes unités (voir le texte)

II : LE DIAPIRISME ANCIEN DU KEUPER

Nous avons mentionné plusieurs fois au cours de cet ouvrage, des observations permettant d'assurer que des terrains triasiques marno-gypsifères avaient traversé la couverture sédimentaire au cours du Crétacé et du Tertiaire et étaient venus s'épancher en coulées plus ou moins importantes au fond des mers de ces époques.

Je ne reviendrai pas sur l'essentiel des observations faites dans ces régions, les ayant détaillées dans une note consacrée à ce sujet (A.Foucault, 1966). Rappelons que dès l'Albien, des troubles de la sédimentation peuvent être rapportés à des mouvements liés à ce diapirisme (SW de San Clemente, fig.185, SE de la cote 1257, fig.100 et 189) et que dès le Turonien (A.Foucault, 1966, p.528), on constate des épanchements de Keuper persistant jusqu'au Tertiaire.

Ces phénomènes de diapirisme, et les mouvements qui leurs sont liés, me semblent devoir expliquer bien des structures énigmatiques et notamment certains dispositifs d'interstratification de lames de Keuper et certaines troncatures basales (voir p.561 et loc.cit., p.534). Dans la note mentionnée ci-dessus, j'avais tenté de montrer la généralité de ce phénomène sur les deux rives de la Méditerranée occidentale. Des observations récentes semblent confirmer ces idées. Dans la province d'Alicante, J.Leclerc (1970) a démontré qu'il existait un diapirisme sous-marin du Keuper dès 1' Albien. En Algérie, M.Leikine (1971, p.520, 521) a constaté un phénomène comparable dans les Babor où de vastes lames de Keuper se sont resédimentées dans le Crétacé. En Tunisie septentrionale, N.Crampon (1971, Thèse, inéd.) aboutit à des conclusions analogues.

Il fait peu de doute qu'un phénomène si général dans les zones externes des chaînes de la Méditerranée occidentale ait un rôle important dans leur architecture par un façonnement du matériel mis en oeuvre ensuite par des mouvements tectoniques tangentiels.

III : RESUME DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DES REGIONS ETUDIEES.

La discordance post-hercynienne inaugure le cycle alpin dans les Cordillères bétiques. Cette discordance est bien visible au pourtour de la Meseta ibérique où l'ensemble des terrains primaires, plissés et granitisés s'enfoncent sous le Trias conglomératique et gréseux subhorizontal.

Dans le Prébétique et le Subbétique, le socle n'est plus visible mais le faciès lagunaire du Keuper amène à penser que la discordance posthercynienne existe aussi en profondeur.

Vers le S, les terrains primaires réapparaissent dans les zones internes. La discordance hercynienne semble inexistante sauf dans certaines parties des Malaguides (A.Foucault et J.Paquet, 1971).

Du Trias à la fin de l'Eocène, on n'a pas d'indice de tectonique tangentielle dans les zones externes. Le Prébétique montre, vers l'extérieur, un balancement des lignes de rivages qui témoigne de faibles mouvements épirogéniques.

Au Portlandien-Berriasien, une flexure, peut-être accompagnée de failles, se forme le long du tracé de l'actuel Haut Guadalquivir en abaissant les régions situées à l'E de cette ligne. Elle détermine le tracé du rivage à cette époque et l'épaississement rapide des dépôts de l'W vers l'E.

Les dépôts du Subbétique montrent une lente différenciation des faciès qui est probablement à rapporter au modelage en sillon du fond sous-marin. Au Lias-Dogger, des venues éruptives basiques sont connues dans des parties internes du Subbétique qui n'affleurent pas dans la région étudiée ici. Un évènement notable est l'apparition au début du Néocrétacé d'un diapirisme sous-marin du Keuper lié à des mouvements locaux (intumescences, basculements).

A l'Oligocène, il semble que tout le territoire étudié émerge brusquement. Du moins n'observe-t-on nulle part de dépôt de cet âge sous des terrains plus récents. Il y a là de toute évidence des mouvements tectoniques d'une certaine importance. Ils sont d'ailleurs soulignés par une discordance notable dans une bande prenant en oblique le Prébétique externe et le Prébétique interne depuis le pied de la Sierra Sagra jusque dans la région située au S de Castril. Il semble cependant que les structures antéaquitaniennes restent limitées à ce domaine et que plus au NW et plus au SE, les discordances soient faibles ou nulles. Ces mouvements sont également connus dans les régions plus orientales (J.Paquet, 1969 (1)). Il faut souligner la façon dont s'est faite la transgression miocène sur le domaine prébétique : les régions situées en bordure des actuels reliefs ont été envahies dès le Miocène basal alors que les parties formant aujourd'hui les montagnes ont été recouvertes un peu plus tardivement par la mer. Ceci amène à conclure que la topographie actuelle était préfigurée -à un degré bien moindre- dès le Miocène inférieur.

Sans préjudice de mouvements plus anciens (voir note !), la tectonique tangentielle dans les zones externes s'exerce intensément au cours du Miocène.

D'une manière très générale, on peut dire que les dépôts les plus récents qui soient visibles sous le front du Subbétique sont d'âge miocène moyen. D'autre part, la sédimentation marine dans le Subbétique se poursuit d'une manière apparemment continue du Miocène basal au Miocène moyen.

⁽¹⁾ Cet auteur vientde nous faire connaître des observations d'où il déduit que, sur la transversale de Cehegin, la tectonique tangentielle majeure du Subbétique est à rapporter à cette phase (C.R.Ac.Sc., à paraître). Ses arguments ne me paraissent pas définitifs, mais si rien sur la transversale que j'ai étudiée en détail ne me permet d'adopter cette hypothèse, rien ne me permet non plus de l'exclure.

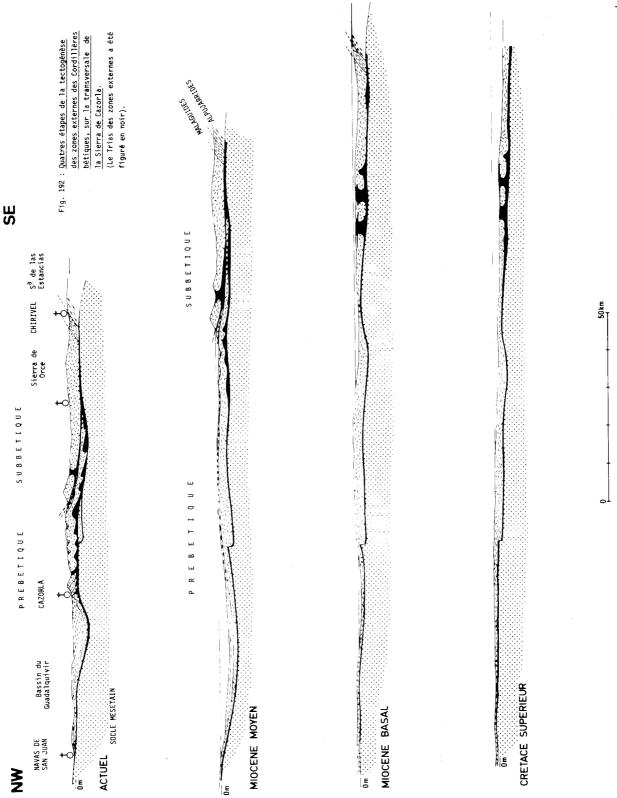
On peut donc considérer, au moins dans les parties frontales, que le Subbétique s'est mis en place après une partie du Miocène moyen. Le fait que, sous la nappe, la sédimentation s'arrête à cette époque sans trace s'émersion, et même sans aucune modification de sa nature, fait penser que c'est l'arrivée des nappes qui a interrompu le dépôt. Ce mouvement serait luimeme d'âge miocène moyen. D'ailleurs, les olistolites de la région de Belerda dans des marnes que je rapporte, par leur faciès, au Miocène moyen (p.378) puis supérieur de la Loma de Ubeda (p.378-379), parlent dans le même sens. De plus, dans la Sierra de Toya, une formation marno-sableuse olivâtre, affleurant mal il est vrai, mais datée du Miocène moyen (p.377) semble discordante sur le Subbétique et peut-être sur les fenêtres montrant les unités intermédiaires. Mais elle ne semble pas s'étendre sur le Miocène autochtone.

Il est vraisemblable que ce mouvement a dû se prolonger dans le Miocène supérieur qui semble caractérisé en de très rares points sous les chevauchements dans la partie occidentale du territoire étudié (El Moro, p.375, Cerro Alto, p.376). La possibilité de la progression en plusieurs étapes de la nappe subbétique a été d'autre part évoquée antérieurement pour des raisons tectoniques (p.537).

Cependant, le Miocène supérieur essentiellement représenté par des marnes sableuses à bancs de grès dont la microfaune comporte une proportion notable d'Ammonia beccarii, semble très généralement discordant sur les terrains charriés (p.376-377) ou autochtones (p.378 et fig. 130, coupe B). Il est aussi très répandu dans le bassin du Guadalquivir où la sédimentation ne semble pas s'être interrompue pendant tout le Miocène. Par endroits, ce Miocène supérieur est encore très plissé.

Quant au Prébétique, après l'épisode tectonique anté-aquitanien, il est resté immergé jusqu'au Miocène moyen au moins. Partout où on peut en juger, ses plis principaux sont postérieurs à la mise en place du Subbétique et antérieurs au décrochement de Tiscar, à la surface d'érosion des Torcas de Cueva Humosa et à la formation de Guadix, donc à un Miocène terminal-Pliocène. On peut donc rapporter ce plissement, avec une certaine imprécision, au Miocène supérieur. Peut-être s'agit-il même d'un Miocène supérieur assez tardif si les dépôts du Cortijo del Robledo (p.379) pris dans des écailles à l'E de Mogon sont bien à rapporter à cette époque. D'ailleurs, au sommet de la butte d'Iznatoraf, les couches d'âge miocène supérieur sont encore plissées (fig.117). Mais rien ne nous prouve que tous les plis prébétiques soient exactement contemporains.

L'image générale qu'on peut retirer de ces considérations est la suivante : au Miocène moyen, et peut-être avant, la nappe subbétique se met en marche. Elle se déplace vers le N ou le NNW entraînant sous elle au passage les unités intermédiaires. Ce mouvement s'effectue au moins en partie sur un fond sous-marin où se sédimentent des marnesparfois siliceuses. Il est probable que ce fond sous-marin était en léger relief dans les régions aujourd'hui occupées par les montagnes prébétiques, comme il l'était au début du Miocène. C'est ce relief qui aurait empêché la progression du Subbétique dans ce domaine. Mais, par contre, celle-ci n'aurait pas trouvé d'obstacle dans le bassin du Guadalquivir qui formait alors un bras de mer évoluant ensuite en un golfe largement ouvert vers l'W où les olistostromes se mettaient



àges ra- diométr. en M.A.	divisions stratigraph.		mouvements tectoniques reconnus dans les zones étudiées ici	dépôts ou · (~~~	
1,5	QUATERNAIRE			éboulis de Belerda surface des Llanos de	
10	PLIOCENE		décrochements de Tiscar et de la Cuerda de las Charcas	surface des Torcas de Cueva Humosa	
10		sup.	plissement du Prébétique	marnes sableuses	
	MIOCENE	moyen	mise en place du front du Subbétique		
		inf.		marnes blanches à passées siliceuses calcaires, conglomératiques à la base	
25	OLIGOCENE		émersion de l'ensemble de la zone. Plis nota- bles dans le Prébétique.	lacune	
37		Priabon.			
	EOCENE	Lutétien		marnes calcaires massifs plus ou	
	<u> </u>	Paléoc		moins sableuses	
67		Yprésien			
100	NEOCRETACE	Sénonien		lacune marno-calcaires à Rosalines ou Turonien-Sénonien inf. érosion mal reconnu	
		Turonien		(calcaires et dolomies?)	
		Cénoman.		calcaires et calcaires marneux dolomies à Ammonites	
	ACE	Albien		dolomies et calcaires marnes sableuses	
		Aptien		dolomitiques gréseux à faciès flysch	
	PALEOCRET	Barrém.	_flexure_importante_avec_abaissement_d'un	marnes un peu	
		Hauteriv.		sableuses	
				marnes sableuses calcaires marneux	
135		Valangin.		à calcarénites calcaires fins	
		Berrias.		ferrug. Scalcaires Sa Calpion. et Amm.	
	MALM DOGGER		compartiment oriental dans le Prébét. ext.	$\begin{array}{c c} \text{marno-calc.} & \text{calcaire fin} \\ \text{calc. nod}\underline{x} \text{ r.} & \text{à Calpion.} \end{array}$	
				lacune ?	
				calc. oolith.	
	TRIAS PRIMAIRE			dolomies marnes calc. à calcaires et dolomies dolomies	
185				sables, m. à gypse marnes à gypse et calc. à Myophor. grès rouges du Guadia	
235			plissement hercynien de la Meseta ibérique	socie e non visible	
	1			PREBETIQUE PREBETIQUE INTERNE ET UNITES INTERMEDIAIRES EXTERNE SOUS LA SIERRA SAGRA	

surfaces d	événements connus dans d'autres régions des Cordillères bétiques		
Cortes (post-villafrance	chienne)		
brèches de p			
- Formations conti			
à bancs d			
	~~~~	\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\	cisaillement et transport
inconnu	calcaires subrécifaux	marnes blanches marno-calcaires à Mio-	vers le N des zones internes
		gypsines et Lépidocycl.	meernes
lacune	lacune	lacune	dépôts discordants à la fois sur les zones int.
inconnu	conglomérats reman <u>t</u> Crétacé et Trias	"flysch"	et ext. (Sª Espuña, J. Paquet, 1966)
marnes	marnes	marnes plus ou moins sableuses	
sables blancs	sables blancs		
marnes pélagiques	marnes pélagiques	marnes pélagiques	
		calcaires marneux à silex	that to have a Reference
marnes, parfois à Ammonites	marnes et marno-calcaires à Ammonites pyriteuses		diapirisme dans le Prébé- tique d'Alicante(J. Le- clerc, 1971)
?	calcaires noduleux à Ammonites pelsparites à silex et ammonitico rosso		
	lacune		
pelsparites à silex	pelsparites à silex et ammonitico rosso marnes et marno-calc. à Ammonites		effusions basiques dans le Subbétique interne
marnes			
calcaires à silex	dolom. & calc.à silex		·
marnes à gypse	marnes à gypse calc. en plaquettes ?	marnes à gypse	
socle non visible	socle non visible	socle non visible	
UNITE INTERMEDIAIRE DE LA RAMBLA DE LA OLIVILLA	SUBBETIQUE DE HUESCAR	SUBBETIQUE DE TOYA	

en place (E.Perconig, 1960-62).

En divers points, la sédimentation devient sableuse dès le Miocène moyen mais cette tendance ne s'affirme qu'au Miocène supérieur, période au cours de laquelle se plisse le domaine prébétique. A cette époque, s'étendait une mer peu profonde et de forme complexe, d'où émergeaient de nombreuses îles, et dont la dessalure annonçait l'émersion prochaine.

C'est vraisemblablement à la fin du Miocène, ou au début du Pliocène que jouent les décrochements de Tiscar et de la Cuerda de las Charcas; en effet, la formation de Guadix, rapportée au Pliocène, ne semble pas affectée par ces décrochements. L'énorme volume de galets de toutes sortes, qui constitue une grande partie de cette formation, évoque une intense érosion. Je la mettrais volontiers en parallèle avec l'aplanissement de la surface des Torcas de Cueva Humosa qui est évidemment postérieure au Miocène moyen -recoupé par elle- et antérieure au Quaternaire ancien. Ce Quaternaire ancien qui forme un pédiment et un glacis immenses d'où émergent des montinsules, est en effet à une cote inférieure d'au moins 500 m ce qui implique sans doute quelque activité épirogénique de même que les déformations et les recreusements actuels dont est l'objet cette dernière surface.

# IV : LE MECANISME DES MOUVEMENTS.

Les plis et les chevauchements des zones externes obligent à conclure à un resserrement de ces domaines. Si l'on prend comme repère la Meseta ibérique, on doit donc admettre une mobilité des régions plus méridionales et tout se passe comme si une poussée superficielle avait déplacé le Subbétique du S vers le N.

Il faut donc nous tourner vers les zones internes. Le problème encore non résolu de l'âge des nappes de ce domaine nous intéresse heureusement peu ici. Cet âge est en tout cas postérieur au Trias. Si l'on admet une origine ultra-bétique de la Nappe de Malaga -ce qui me semble douteux- on est obligé de conclure à un âge anté-priabonien pour les superpositions des nappes bétiques car J. Paquet (1966) a démontré qu'à cette époque les domaines subbétique et malagais -ce dernier très écaillé- étaient contigus. Mais si l'on n'admet pas une telle origine, cet âge, encore possible, n'est plus certain, et la seule chose qu'on puisse affirmer c'est qu'il est antérieur à une phase de cisaillements, bien visible dans la Sierra Arana (A. Foucault et J. Paquet, 1970). Celle-ci a eu comme conséquence, sur cette dernière transversale, de transporter vers le N l'ensemble des nappes internes en les tronquant sur une surface sub-horizontale. Ce déplacement, dépassant 15 ou 25 km, est postérieur à de l'Oligocène supérieur (M.Durand Delga et J.Magné, 1961 (1)), et peut-être même, si l'on ramène aux connaissances actuelles les listes données par ces auteurs, à de l'Aquitanien. Il est antérieur au Miocène

⁽¹⁾ Les marnes, considérées d'abord comme antérieures au charriage des Alpujarrides, semblent aujourd'hui précéder seulement les cisaillements de l'ensemble des zones internes (A.Foucault et M.Durand Delga, 1967).

supérieur qui forme la base du bassin de Baza (1).

On peut aisément penser que ce déplacement relatif de masses vers le N est lié à celui du Subbétique ou, au moins, que ceci est possible. En poursuivant ce raisonnement, on peut émettre l'hypothèse que ce Subbétique, dans son déplacement vers le N, pendant lequel il se serait plissé, serait venu chevaucher le Prébétique qui se serait plissé à son tour sous cette contrainte, notamment aux endroits où il était en léger relief. A son front, le matériel impliqué étant mince et surtout formé de calcaires et, de plus bloqué par les masses marneuses du Moyen Guadalquivir, aurait absorbé les contraintes en donnant une multitude de plis et d'écailles. Il est frappant de voir que les directions des plis prébétiques, très variables de Cazorla à Alicante, sont parallèles au rivage portlandien-berriasien. L'emplacement de ce dernier a été déterminé, à cette époque, par une flexure déterminant aussi un brusque épaississement des dépôts vers l'intérieur de la chaîne. On peut estimer que, lors des poussées tertiaires, les plis se sont modelés en rapport avec ces variations de puissance, un ancrage sur la flexure n'étant pas exclu. (voir p.514).

Si l'on veut bien admettre que tout mouvement est relatif, j'espère que l'on ne m'en voudra pas d'avoir parlé de déplacements tangentiels superficiels vers le N et non de déplacements profonds, par sous-charriages, vers le S. Il est bien évident, si l'on regarde l'ensemble de la Méditerranée, que ces derniers sont obligatoires, si l'on croit aux resserrements tectoniques.

D'autres bassins internes des Cordillères bétiques semblent plus anciens. Retenons parmi eux le bassin de Vera, le seul à avoir fait l'objet d'une révision moderne (J.H.Völk, 1966, Thèse, Amsterdam) et qui débute au Miocène inférieur et montre une discordance au début du Miocène moyen. Mais ce bassin, nettement discordant sur les zones internes, ne semble pas en rapport avec le cisaillement en question.

nl

⁽¹⁾ J.A. Vera (1968) a émis l'opinion que la base de ce remblaiement pourrait dater de l'Oligocène supérieur. Ceci ne me paraît pas convaicant. D'une part, les terrains de cet âge sont connus sous le cisaillement cité cidessus, et d'autre part, les arguments cartographiques qu'il avance me semblent insuffisants.



### APPENDICE

## Critique des publications de l'auteur portant sur le sujet de cette thèse.

Je crois devoir indiquer dans les lignes qui suivent les principales corrections qu'il y a lieu de faire, à cette date et en fonction des idées actuelles, au contenu de mes travaux antérieurs.

- 1960 a : Découverte d'une nouvelle unité tectonique sous le massif subbétique de la Sierra Sagra (Andalousie). C.R.Ac.Sc., t.250, p.2038-2040.

L'essentiel des conclusions de cette note reste valable bien que le nom de Orbitolina discoidea-conoidea qui y est utilisé soit à revoir.

- 1960 b : Sur la tectonique de la zone subbétique de la région de Huéscar (prov. de Grenade, Espagne) et sur son Nummulitique. B.S.G.F., (7), II, p.318-321.

Les unités définies dans cette note n'existent pas : il s'agit là d'un même complexe subbétique affecté, parfois, d'accidents locaux. Le fait que l' "unité de Marmolance" soit parfois jalonnée à sa base par du Trias est explicable par un diapirisme ancien (voir 1966).

- 1960 c : Sur le Tithonique et le Crétacé inférieur dans la région de Huéscar (prov. de Grenade, Espagne). B.S.G.F., (7), II, p.227-229.

A part quelques erreurs rectifiées dans le texte de cet ouvrage (p.154...) et quelques précisions concernant le Crétacé, l'essentiel de cette publication reste valable.

- 1960-62 : Problèmes paléogéographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (prov. de Grenade, Espagne). Livre Mém.Prof.Paul Fallot, Mém.Hors-sér.S.G.F., I, p.175-182.

La distinction d'une unité intermédiaire de la Sierra Seca n'a pas de valeur, cette montagne étant autochtone. Le contact anormal qui était censé la longer vers le NW n'existe pas ou a une autre signification (décrochement de la Cuerda de las Charcas). Le nom d'unité intermédiaire de la Sagra, qui désigne dans cet article les éléments traînés sous cette montagne m'a semblé depuis

prêter à confusion et a été abandonné. En ce qui concerne l'unité de Marmolance, voir la remarque faite ci-dessus (1960 b). Le Jabalcón a été depuis rattaché à la dorsale bétique (M.Durand Delga et A.Foucault, 1968).

- 1961 : Note préliminaire sur la tectonique de la région de Castril (prov. de Grenade, Espagne). B.S.G.F., (7), III, p.599-602.
- p. 600, 2): La brèche dont il est fait mention (km 8 de la route de Castril), est en réalité un poudingue formant la base du Miocène discordant. Il ne s'agit donc pas d'un contact anormal, mais d'un contact stratigraphique.
- p.601, 3): La brèche citée dans ce paragraphe est effectivement l'équivalent de celle du paragraphe précédent; elle n'est pas tectonique, mais constitue aussi la base du Miocène, ici très discordant sur l'anticlinal de la Sierra Seca. Elle se prolonge dans la Peña de Castril et le Cerro Gallego.

La bande de Trias passant par Las Almontaras doit correspondre à la base des terrains charriés subbétiques et se prolonge par les petits copeaux situés sous la Sierra de Duda (angle NE de la figure).

Les autres filets de Trias pareillement orientés, en particulier celui qui traverse le Barranco del Aguasal, sont peut-être aussi du Trias subbétique coîncé dans des écailles ou des plis synclinaux provoqués par l'avancée vers le NW des masses charriées. La figure est à corriger en tenant compte de ces critiques, la plupart des contacts anormaux étant ainsi à supprimer.

- 1962 : L'unité du Rio Guardal (prov. de Grenade, Espagne), et les liaisons entre Prébétique et Subbétique. B.S.G.F., IV, p.446-452.
- L' "unité du Rio Guardal" fait en réalité tectoniquement partie de la nappe subbétique dont elle forme une portion frontale. Ce fait renforce encore les idées exposées dans cette note (parenté du Subbétique et du Prébétique).
- 1964 a : Sur le phénomène dit d'ablation basale dans la zone subbétique (Espagne méridionale). C.R.Ac.Sc., t.258, p.2621-2624.

Bien qu'au terme d'ablation basale il vaille mieux substituer celui de troncature basale (F. Ellenberger, C.R.Ac.Sc., t.257, 1963, p.468), le mécanisme exposé dans cette note me semble toujours valable et même renforcé par des découvertes ultérieures (1966).

- 1964 b : Sur les rapports entre les zones prébétiques et subbétiques entre Cazorla (prov. de Jaén) et Huéscar (prov. de Grenade, Espagne). Geol.Mijn., 43, p.268-272.

Cette note reste valable à ceci près que le Paléocène existe dans la Sierra Seca (p.271, colonne 2, ligne 16, lire <u>b et c</u> au lieu de <u>bctc</u>).

- 1965 a : Les rapports entre le Subbétique et le Prébétique dans la partie centrale de la province de Jaén (Espagne méridionale). C.R.Ac.Sc., t.260, p.4354-4357.

Il y a lieu de prendre avec précaution l'âge Miocène supérieur des niveaux marneux à Cérithes du Cortijo del Robledo (voir p.379 du présent travail).

- 1965 b : Mouvements tectoniques d'âge paléocrétacé dans la région du Haut-Guadalquivir (prov. de Jaén, Espagne). B.S.G.F., (7), VII, p.567-570.

Les conclusions de cette note restent valables; elles ont été reprises, plus au N, par A.C. López-Garrido (1971).

- 1966 a : 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.

Les découvertes postérieures n'ont fait qu'ajouter aux convictions qu'exprime cette publication. J'ai, depuis, reconnu qu'une bonne partie des idées développées dans cet article avaient été émises antérieurement par M. Blumenthal (1936, p. 535). Ce dernier auteur, dont cette partie de l'oeuvre semble avoir échappé aussi à ses successeurs, n'avait cependant pas pu prouver la réalité de ces phénomènes de diapirisme.

- 1966 b: (traduction en espagnol de 1964 b). Not y Com., 83, p.71-78.

De nombreuses erreurs de traduction s'y sont glissées: p.72, ligne 4:

supprimer los; ligne 8: lire después au lieu de cerca; p.75, ligne 4:

lire origen "ultra" au lieu de exceso de capas; p.76, ligne 10-11: lire

ligero buzamiento au lieu de ligera prolongacion, ligne 11, lire pellizcado au

lieu de coincide, ligne 12, lire tectonizados au lieu de tectónicos;

p.77, ligne 7: lire b et c au lieu de betc).

- 1967 : Le Lias moyen des environs de Huéscar (prov. de Grenade, Espagne). B.S.G.F., (7), IX, p.830-834. (en coll. avec G.Dubar et R.Mouterde).

Dans la légende du tableau p.833, lire Domérien inférieur-moyen au lieu de Domérien moyen-supérieur.

- 1970 : La structure de l'Ouest de la Sierra Arana (Prov. de Grenade, Espagne). C.R.Ac.Sc., t.271, p.16.

La série des fenêtres du Pulpito et du Puerto de la Mora nous semble très comparable à celle de la Dorsale du Majalijar et doit y être rattachée plutôt qu'au Subbétique.

### R E S U M E

#### PREMIERE PARTIE : GENERALITES ET ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Le territoire étudié en détail est situé dans les régions montagneuses du Nord de l'Andalousie, sur le domaine des feuilles au 50 000ème de Cazorla, Pozo-Alcon, San Clemente et Huéscar.

Après avoir examiné la situation géographique (p.5) puis géologique (p.15), l'étude stratigraphique de détail est abordée.

Au Trias (p.35), se déposent, dans le Prébétique, des calcaires à Myophories (Muschelkalk) puis des argiles bariolées à gypse, des sables marneux et des grès rouges. Dans le Subbétique (p.52) on connaît surtout un "Keuper" qui forme constamment la base de cette nappe dans laquelle il s'est parfois inséré par diapirisme dès le Crétacé.

Le Jurassique prébétique (p.67) est mal daté à sa base qui est constituée par des dolomies du Lias-? Dogger coupées, au S de Cazorla, par une lentille calcaire à grands Lamellibranches et <u>Palaeodasycladus cf.</u> mediterraneus (Lias moyen, p.70). Plus haut, viennent des calcaires noduleux rouges à Ammonites de la zone à Transversarium (Oxfordien supérieur, p.75) puis des marno-calcaires gris à rapporter surtout au Kimméridgien (p.81). Le Portlandien, absent dans les parties les plus externes, est bien représenté à l'E du Haut Guadalquivir. Il est formé, dans la Sierra del Pozo, de calcarénites litées à <u>Anchispirocyclina lusitanica</u> et <u>Clypeina jurassica</u> (p.84), mais des faciès plus pélagiques sont visibles dans le Prébétique interne du Cerro del Peñon (p.98)

Le Jurassique subbétique débute par des dolomies puis des calcaires dolomitiques à Spiriférines ("Lotharingien", p.112), puis se poursuit par des calcaires à silex au sommet desquels on trouve des Ammonites carixiennes (p.116). Des marno-calcaires verdâtres à Ammonites sont à rapporter au Domérien (p.116). Le Lias supérieur marneux est aussi riche en Ammonites. Au Dogger, puis au Malm, deux zones s'individualisent : la marge externe du Subbétique montre une sédimentation relativement épaisse où dominent les pelsparites litées à structure laminaire (p.130); plus à l'intérieur du même domaine, la sédimentation est beaucoup plus mince (p.139).

⁽¹⁾ Les indications de pagination se rapportent à l'ouvrage.

Les pelsparites deviennent rares et on observe surtout des niveaux noduleux rouges à Ammonites. De nombreux tableaux résument ces observations (fig.51 à 59).

Le Crétacé prébétique (p.202) est varié et forme une grande partie des affleurements de cette zone.

Dans les collines de Chilluevar (p.204), et la Sierra de Cazorla (p.208), des encroûtements ferrugineux et des marnes à pisolithes ferrugineux, d'âge éocrétacé montrent l'existence, à cette époque, de phénomènes de latéritisation. Des dolomies de l'Aptien-Albien surmontent directement ces couches.

Dans la Sierra del Pozo (p.219), la sédimentation calcarénitique poursuit, au Berriasien et au Valanginien inférieur, celle du Portlandien. On y remarque le Gastéropode géant Ampullina leviathan, parfois associé à de rares Calpionelles. Après un Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur représenté par des marnes sableuses à Exogyra latissima et Ammonites, viennent des calcaires plus ou moins dolomitiques à Orbitolines (Aptien-Albien).

Dans les Sierræ de Castril (p.255) et la Sierra Seca (p.265) on trouve, en plus de cette série, du Crétacé supérieur néritique inconnu plus à 1'W.

Toutes les régions mentionnées ci-dessus constituent le Prébétique externe où la sédimentation crétacée est surtout calcaire.

Le Prébétique interne (p.276), plus au S, montre au contraire, à cette époque, des séries surtout marneuses ou marno-sableuses et même parfois des flyschs. Il y a lieu de noter en particulier les beaux phénomènes de passage latéraux visibles près de Castril notamment dans l'Aptien-Albien.

Les unités intermédiaires (p.266) montrent un Crétacé déjà très pélagique qui ne diffère guère de celui du Subbétique (p.294) dont la sédimentation est parfois troublée par un diapirisme contemporain. Plusieurs figures donnent une vue d'ensemble de ces dépôts crétacés (fig.101 à 108).

L'Eocène est peu répandu dans la région étudiée, des érosions antémiocènes l'ayant considérablement entamé.

Dans le Prébétique, alors que cet Eocène est essentiellement calcaire sur la Sierra Seca et à l'W de Castril (p.351), il passe latéralement vers l'E à des dépôts surtout marneux qui montrent, au pied nord de la Sagra une série bien exposée (p.354).

Dans le Subbétique, il est mal connu dans le détail soit qu'il affleure mal (Subbétique de Toya, p.402), soit qu'il soit troublé par des phénomènes de diapirisme (Subbétique de Huéscar, p.392). Notons la présence de grès blancs au Paléocène et surtout à l'Yprésien dans l'unité intermédiaire de la Rambla de la Olivilla (p.392) et le Subbétique de Huéscar le plus externe (Rio Guardal, p.335). Ces formations sont également connues à 100 km à l'ENE dans le Prébétique de la Sierra de la Puerta.

L'Oligocène est partout absent.

Le Miocène débute, dans le Prébétique, par des dépôts calcaires à Lépidocyclines et Miogypsines ("Aquitanien"), au moins sur le pourtour des massifs actuels (p.384). Sur les massifs eux-mêmes (p.379), la transgression semble un peu plus récente ("Burdigalien"). Ce Miocène inférieur est très discordant dans une bande allant du pied ouest de la Sierra Sagra au SW de Castril. La sédimentation se poursuit par des marnes du Miocène inférieur, puis moyen, puis par des marnes sableuses ou gréseuses du Miocène supérieur qui sont, dans leur ensemble, postérieures au charriage subbétique.

Dans le Subbétique, la sédimentation s'arrête au Miocène moyen (p.406).

A la fin du Miocène, et au Pliocène, s'installent des bassins postorogéniques (p.407). Le modelé morphologique de ces régions est à rapporter surtout au Plio-Quaternaire (p.416).

#### DEUXIEME PARTIE : ETUDE STRUCTURALE ET ANNEXES

Les collines de Chilluevar (p.431) montrent des écailles du matériel jurassique qui, par un processus de disharmonie, passent vers le haut à des plis souples.

La Sierra de Cazorla (p.440) a une tectonique comparable. J'y ai distingué quatre faisceaux de plis et d'écailles, séparés par des chevaudements plus importants. L'enracinement de tout le Mésozoïque prébétique sous le Miocène du Moyen Guadalquivir est manifeste.

A l'E de la Sierra de Cazorla, la dépression du Haut-Guadalquivir (p.466), où affleure surtout le Keuper, montre des structures d'interprétation délicate : failles tronquées par les poussées miocènes.

La Sierra del Pozo (p.475), les Sierras de Castril (p.479) et la Sierra Seca (p.487) sont essentiellement marquées par de vastes plis anticlinaux, souvent légèrement déversés vers l'W, séparés par des régions synclinales relativement étroites.

Au S et au SW de Castril, dans le Prébétique interne (p.491), le matériel, beaucoup moins compétent, donne un style tectonique plus souple.

Le décrochement dextre de Tiscar (p.504) a déplacé vers le NW l'extrémité méridionale des plis des Sierras de Cazorla et del Pozo qui se retrouvent dans la Sierra de Quesada (p.497). Le décalage des faciès (p.508) et des plis (p.510), de part et d'autre du décrochement, permettent d'évaluer son amplitude qui est de 5,8 km. Un accident analogue, mais moins important, a été reconnu au N de la Sagra (Cuerda de las Charcas, p.488).

Le Subbétique, qui a entraîné sous lui les unités intermédiaires (p.519), doit être divisé en deux portions dont les connexions sont inconnues par suite de l'extension du Quaternaire dans la région de Pozo-Alcón.

A 1'W, c'est le Subbétique de Toya (p.533), à la structure confuse

et difficile à déchiffrer du fait des mauvaises conditions d'affleurement. Son caractère le plus notable est de ne pas comporter de termes antérieurs au Cénomanien. Cette particularité peut être expliquée, hypothétiquement, par les conséquences d'un diapirisme intra-crétacé auquel l'existence de vastes affleurements de Keuper dans la vallée du Guadiana Menor (p.539) pourrait être également liée.

Quant au Subbétique de Huéscar (p.541), qui forme la portion orientale, il est remarquable au contraire par la présence d'imposantes masses de Lias calcaréo-dolomitiques. Ces dernières montrent, en bien des points, des troncatures basales qui pourraient aussi avoir comme origine le diapirisme intra-crétacé.

Dans les conclusions, sont envisagés en particulier les problèmes de l'âge des mouvements (mise en place du Subbétique au Miocène moyen et même au Miocène supérieur, plissements prébétiques postérieurs à cette mise en place) et de leur mécanisme (liaison possible avec l'avancée vers le N, par cisaillement, de l'ensemble des zones internes.

En annexe, on trouve une critique des notes antérieures de l'auteur et divers schémas hors-texte (localisation des figures et des noms de lieu, carte géologique et coupes en série).

_____

## BIBLIOGRAPHIE

Cette liste comprend tous les travaux géologiques portant sur les feuilles au 50 000ème de Cazorla, Pozo-Alcón, Huéscar et San Clemente, venus à ma connaissance au ler juillet 1971. Elle donne également les références complètes des autres ouvrages mentionnés dans le texte ainsi que de quelques notes qui, bien que non citées, ont été consultées.

Par contre, on n'y trouvera pas, sauf exception, les très nombreux travaux de Paléontologie qui ont été utilisés notamment pour les déterminations des faunes dont les listes sont données dans le texte. On se reportera, en ce qui les concerne, aux bibliographies publiées dans les articles des divers Colloques internationaux ainsi que dans celles du "Treatise of Invertebrate Paleontology" publié sous la direction de R.C.Moore.

- ALDAYA VALVERDE A. (1969). Sobre el sentido de los corrimientos de los mantos alpujarrides al Sur de Sierra Nevada (zona bética, prov. de Granada). Bol.geol.y min., LXXX, p.212-217.
- ALLOITEAU J. (1960). Madréporaires du Portlandien de la Querola près d'Alcoy (Espagne). B.S.G.F., (7), II, p.288-299, 2 pl.
- ALVARADO M.M. et SAAVEDRA J.L. (1966). Estudio geológico del extremo NE de la Provincia de Granada. Bol.Inst.geol.y min.España, t.77, p.99-139, 81 fig., 1 carte coul.
- ARCHIAC A. d' (1847-1860). Histoire des progrès de la Géologie de 1834 à 1845. 8 vol.
- ARRIBAS A. (1962). Mineralogía y metalogenía de los yacimientos españoles de uranio: Cazorla (Jaén). <u>Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat.</u>, secc. geol., t.60, p.237-242, 7 fig.
- AUBOUIN J. (1963). Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales; Lombardie et Vénétie; Slovénie occidentale, Yougoslavie). B.S.G.F., (7), V, p.730-766.

- AUBOUIN J. (1964). Réflexions sur le faciès "Ammonitico rosso". B.S.G.F., (7), VI, p.475-501.
- AYME A., GLANGEAUD L. et MAGNÉ J. (1954). Sur la stratigraphie du Crétacé de la feuille de Tablat. C.R.Ac.Sc., t.238, p.498-500.
- AZÉMA J. (1961). Etude géologique des abords de Malaga (Espagne).

  Est.geol., XVII, n°2, p.131-160, 30 fig., 1 carte coul.
- AZÉMA J. (1965). Sur l'existence d'une zone intermédiaire entre Prébétique et Subbétique dans les provinces de Murcie et d'Alicante (Espagne). C.R.Ac.Sc., t.260, p.4020-4023.
- AZÉMA J. (1966). Géologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). <u>B.S.G.F.</u>, (7), VIII, p.80-86.
- AZÉMA J. (1970). Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques: le Prébétique de Cieza à Alicante. <u>Cuad.Geol.ibér.</u>, t.II (à paraître).
- AZÉMA J., CHAMPETIER Y., FOUCAULT A., FOURCADE E. et PAQUET J. (1970). Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes
  des Cordillères bétiques: essai de coordination.

  <u>Cuad.Geol.ibér.</u>, t.II (à paraître).
- BARROIS Ch. et OFFRET A. (1889). Mémoire sur la constitution géologique du Sud de l'Andalousie, de la Sierra Tejada à la Sierra Nevada. Mém. Acad. Sc., Mission d'Andalousie, XXX, n°2, p.79-167.
- BARTHEL K.W., CEDIEL F., GEYER O.F. et REMANE J. (1966). Der subbetische Jura von Cehegin (Provinz Murcia, Spanien). Mitt.Bayer.

  Staatssamml.Paläont.hist.Geol., VI, p.167-211, 3 fig.
- BEMMELEN R.W.van (1927). Bijdrage tot de Geologie der betische Ketens in der Provincie de Granada. Waltman, Delft, 176 p.
- BERTRAND M. et KILIAN W. (1889). Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Malaga.

  Mém. Acad. Sc., Mission d'Andalousie, XXX, p. 377-569.
- BIROT P. et SOLÉ SABARIS L. (1957). La sédimentation continentale néogène entre Teruel et Baza (Espagne). <u>C.R.somm.S.G.F.</u>, p.178-179.
- BIROT P. et SOLÉ SABARIS L. (1959). Recherches sur la morphologie du Sud-Est de l'Espagne. Rev.géogr.Pyrénées Sud-Ouest, XXX, p.209-284, 14 fig., 12 pl.
- BITTNER A. (1895). Lamellibranchiaten der alpinen Trias. I.Theil: Revision der Lamellibranchiaten von Sct.Cassian. Abh.k.k.Geol. Reichanst., XVII, Heft 1, 236 p., 24 pl.
- BLUMENTHAL M. (1926-1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Kordilleren von Central- und Südwest-Andalusien. Ecl.geol.Helv., XX, p.487-532, pl.XVIII, 1 fig.
- BLUMENTHAL M. (1928). L'existence du Bétique de Malaga dans la région de Grenade. C.R.Ac.Sc., t.187, p.1059-1062.

- BLUMENTHAL M. (1930). Beiträge zur Geologie der betischen Kordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce. Ecl.geol.Helv., XXIII, p.41-293, 24 fig., pl.VII-IX.
- BLUMENTHAL M. (1933). Das westende des Betikums nördlich dem "Campo de Gibraltar". <u>Géol.Méd.occ.</u>, IV, n°2, part.II, p.3-8, 9-43, 8 pl., 15 fig. <u>Trad.S.I.G.</u>, n°2069, 47 p.ronéot., 4 pl., 3 fig.
- BLUMENTHAL M. (1936). Le matériel stratigraphique du "Double Pli" gaditan (Andalousie). B.S.G.F., (5), VI, p.511-537, 1 fig., pl.XXXVII.
- BLUMENTHAL M. (1950). Ubersicht über die tektonischen Fenster der betischen Cordilleren. <u>Inst.geol.y min.España</u>, Libro Jubilar, I, p.237-313, 9 dépl.
- BODENHAUSEN J.W.A., FONTBOTÉ J.M. et SIMON O.J. (1967). Sur la présence d'éléments du Bétique de Malaga au Sud de la Sierra Nevada, près de Cherin (Espagne méridionale). Geol.Mijn., 46, p.397-399.
- BOLZE J. (1954). Ascension et percée de diapirs au Crétacé moyen dans les monts du Teboursouk (Tunisie septentrionale).

  C.R. somm. S.G.F., p.139.
- BORZA K. (1969). Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten.

  Slowat.Akad.Wiss., Bratislava, 301 p., 88 pl.photo.
- BOULIN J. (1962). Sur les Alpujarrides occidentales et leurs rapports avec la nappe de Malaga (Andalousie méridionale).

  B.S.G.F., (7), IV, p.384-389, 3 fig.
- BOULIN J. (1966). Séries inverses et style pennique, dans les Cordillères bétiques internes au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Espagne). C.R.Ac.Sc., t.263, p.708-711, 2 fig.
- BOULIN J. (1966). Troncatures et cisaillements dans les Cordillères bétiques internes, au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Espagne).

  C.R.Ac.Sc., t.263, p.1932-1935, 2 fig.
- BOURGOIS J., CHAUVE P., DIDON J. et PEYRE Y. (1971). Le Pénibétique "zone de Ronda-Torcal". <u>Bull.Soc.géol.Nord</u>, (à paraître).
- BRINKMANN R. et GALLWITZ H. (1933). Der betische Aussenrand in SüdostSpanien. Abh.Ges.Wiss.Göttingen, math.-phys.Kl., (3),
  Heft 8, p.1-95. Beitr.geol.West.Med., n°10, p.1187-1287,
  3 pl., 22 fig. Traduit en espagnol in: Public.extr.sobre
  Geología de España, Inst.Lucas Mallada, Madrid, 1950, n°5,
  p.171-290, 22 fig., 3 pl.
- BROQUET P., CAIRE A., DUÉE G. et TRUILLET R. (1963). Essai de reconstitution paléogéographique du Nord-Est sicilien. <u>C.R.somm.S.G.F.</u>, p. 300.

- BROUWER H.A. (1926). Zur Tektonik der betischen Kordilleren. Geol. Rundsch., XVII, p.332-336, 1 fig., 2 pl.
- BULARD P.F. (1970). La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur le bord nord-est des chaînes ibériques. <u>Cuad.Geol.ibér.</u>, t.II (à paraître).
- BULARD P.F., CANEROT J.M., GAUTIER F. et VIALLARD P. (1970). Le Jurassique de la partie orientale des chaînes ibériques: aperçu stratigraphique et paléogéographique. <u>Cuad.Geol.iber.</u>, t.II, (à paraître).
- BUSNARDO R. (1960). Aperçu sur le Prébétique de la région de Jaén (Andalousie, Espagne). B.S.G.F., (7), II, p.324-329, 2 fig.
- BUSNARDO R. (1960-1962). Regards sur la géologie de la région de Jaén (Andalousie). Livr.Mém.Prof.Paul Fallot, Mém.hors-sér.S.G.F., I, p.189-198, 1 pl.
- BUSNARDO R. (1964). Hypothèses concernant la position des unités structurales et paléogéographiques de la transversale Jaén-Grenade (Andalousie). Geol.Mijn., 43, p.264-267, 1 fig.
- BUSNARDO R. (1970). Faunules du Trias subbétique (Andalousie).

  Docum.Lab.Géol.Fac.Sci.Lyon, n°37, p.55-83, 1 pl., 18 fig.
- 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, 4 fig., 1 pl.
- BUSNARDO R. et DURAND DELGA M. (1960). Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé inférieur dans l'Est des Cordillères bétiques (régions d'Alcoy et d'Alicante). B.S.G.F., (7), II, p.278-287, 4 fig.
- 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 Grenade et de Murcie, Espagne). C.R.Ac.Sc., t.246, p.2320-2325.
- BUSNARDO R., DURAND DELGA M., FALLOT P. et MAGNÉ J. (1958). Observations stratigraphiques sur le Nummulitique des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.247, p.9-15.
- BUSNARDO R. et FONTBOTÉ J.M. (1958). Le chevauchement du Subbétique au sud de Jaén (Andalousie). <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.247, p.1366-1368.
- CABAÑAS R. (1959). Datos fisiográficos de la provincia de Jaén.

  Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., secc.geol., t.57, p.101-115,

  2 fig., 4 pl.
- CAIRE A. (1952). Structure et évolution de la zone sub-bibanique dans la région de Mansourah-lès-Biban (Dépt. de Constantine).

  B.S.G.F., (6), I, p.721-734.

- CAIRE A. (1957). Etude géologique de la région des Biban (Algérie).

  Publ.Serv.Carte géol.Algérie, N.S., n°16, 2 tomes, 818 p.,

  149 fig., 6 dépl., 15 pl.photo.
- CAIRE A. (1963). Phénomènes tectoniques de biseautage et de rabotage dans le Tell algérien. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., (2), V, p.299-325.
- CALDERON y ARAÑA S. (1888). La région épigénique de l'Andalousie et l'origine de ses ophites. B.S.G.F., (3), XVII, p.100-125, 2 fig., pl.V.
- CHAMPETIER Y. (1965). Coupe du Jurassique supérieur de l'anticlinal d'Oliva (province de Valence, Espagne). <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.261, p.1354-1357, 1 fig.
- CHAMPETIER Y. (1967). Estudio del Jurásico y del Cretácico de la Sierra de Fontanells (provincia de Valencia). Not.y Com.Inst.geol. y min.Espana, n°99-100, p.135-176.
- CHAMPETIER Y. (1970). Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques: description et corrélation des faciès du Jurassique à l'E du Rio Albaida (Prov. de Valence et d'Alicante). Cuad. Geol. ibér., t.II, (à paraître).
- CHAUVE P. (1961). Sur l'extension de l'unité de Paterna dans le Nord-Ouest de la province de Cadix (Cordillères bétiques). C.R.somm.S.G.F., p.271-272, 1 carte.
- CHAUVE P. (1967). Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale). Thèse.Paris. Mem.Inst.geol.y min.Esp. t.LXIX, 377 p., fig., 1 carte coul.
- CHAUVE P., DIDON J., MAGNÉ J. et PEYRE Y. (1964).- Mise au point sur l'âge des phénomènes tectoniques majeurs, dans les Cordillères bétiques occidentales. Geol.Mijn., 43, p.273-276, 1 fig.
- CHAUVE P., DIDON J. et PEYRE Y. (1968). Le Crétacé inférieur du Pénibétique (zone de Ronda-Torcal), Cordillères bétiques, Espagne.

  B.S.G.F., (7), X, p.56-64.
- COLLOQUE sur le Crétacé inférieur (Lyon, septembre 1963), (1965). Mém. B.R.G.M., n°34.
- COLLOQUE sur le Crétacé supérieur français (Dijon, 1959), (1959). C.R.Congr.Soc.sav., Paris, Gauthier-Villars.
- COLLOQUE du Jurassique (Luxembourg, 1962), (1964). 
  Publ.Inst.Grand-Ducal, sect.Sci.nat., phys. et math.

  Luxembourg.
- COLLOQUE du Jurassique (Luxembourg, 1967).

  <u>Mém. B.R.G.M.</u>, à paraître.
- COLLOQUE sur le Lias français (Chambéry, 1960), (1961). Mém.B.R.G.M., n°4.

- COLO G. (1961). Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. Notes & Mém.Serv.géol.Maroc, n°139, 226 p., 28 fig., 1 pl. et 21 pl.hors-texte (ibid.1961-1964, n°139bis).
- COLOM G. (1943). Foraminíferos de las margas burdigalienses de la Sierra de Cazorla. Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., XLI, p.409-424.
- COLOM G. (1951). Estudios sobre las microfaunas de algunas cuencas marinas internas mio-pliocénicas de la Cordillera subbética. Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., XLIX, p.157-191.
- COLOM G. et DUFAURE P. (1962). Présence de la zone à <u>Palaeodasycladus</u> <u>mediterraneus</u> Pia dans le Lias moyen du Pla de Cuber (Majorque). Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., XLVII, p.91-92.
- COLOM G. et RANGHEARD Y. (1966). Les couches à Protoglobigérines de l'Oxfordien supérieur de l'île d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique.

  Rev.Micropal., IX, n°1, p.29-36, 2 fig., 2 pl.
- CORTAZAR D. de (1875). Reseña física y geológica de la región septentrional de la provincia de Almería. <u>Bol.Com.Mapa geol.España</u>, II, p.161-234, 10 fig., 1 carte.
- CORTAZAR D.de (1885). Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel. Bol.Com.Mapa geol.España, XII, p.262-607, 43 fig., 1 carte coul.au 400.000ème.
- CORTAZAR D. de et PATO M. (1882). Descripcion física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia. Mem. Mapa geol. España, 417 p., 29 fig., 1 carte.
- COSSMANN M. (1895-1901). Essai de Paléoconchologie comparée. 13 livraisons. Paris.
- CRAMPON N. (1971). Etude géologique de la bordure des Mogods, du Pays de Bizerte et du Nord des Hédil (Tunisie septentrionale). Thèse. Nancy. 3 vol. ronéot.
- DAME R. (1952). Etude des pointements de Trias des environs du Djebel Bodah: région de Médéa. <u>Bull.Soc.Hist.nat.Afrique du Nord</u>, t.41, p.51-54, 1 pl.coul.
- DARDER PERICAS B. (1914). El Triásico de Mallorca. <u>Trab.Mus.Cienc.Nat.</u>, ser.geol., VII, p.5-85, fig., 1 carte.
- DARDER PERICAS B. (1945). Estudio geológico del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la de Alicante. Bol.Inst.geol.y min. España, LVII, fasc.1, p.59-366; fasc.2, p.367-837, 1 carte au 150 000ème coul.
- DE BOOY T. et EGELER C.G. (1960). Occurrence of Betic of Malaga elements in the south-eastern part of the Betic Cordilleras (SE Spain). Geol.Mijn., 39, p.253.
- DE BOOY T. et EGELER C.G. (1961). Remarks on the tectonic position of the Betic of Malaga in SE Spain and on its relation to the Subbetic. <u>Geol.Mijn.</u>, 40, p.79.

- DE BOOY T. et EGELER C.G. (1961). The occurence of Betic of Malaga in the Sierras de Almagro, Cabrera and Alhamilla (SE Spain).

  Geol.Mijn., 40, p.209-218, 7 fig.
- DE BOOY T. et EGELER C.G. (1960-1962) voir EGELER C.G. et DE BOOY T. (1960-1962).
- DEKKER L., VAN ROOIJEN P. et SOEDIONO H. (1966). On the occurence of oolitic limestones, intercalated in pelagic Aptian-Albian marls in the Subbetic WNW of Lorca (Prov.Murcia Spain).

  Geol.Mijn., 45, p.301-309.
- DEREIMS A. (1898). Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon.

  Ann. Hébert, II, 200 p., 46 fig., 2 pl. coul.
- DE ROEVER W.P., EGELER C.G. et NIJHUIS H.J. (1961). Nota preliminar sobre la geología de la llamada zona mixta tal como se desarolla en el extremo este de la Sierra de los Filabres (SE de España). Not.Com.Inst.geol.y min.España, n°63, p.223-232.
- DIDON J. (1959). Observation à la note de M.Durand Delga et M.Mattauer. C.R.somm.S.G.F., p.226.
- DIDON J. (1960-1962). Les unités ultra-bétiques de la zone du flysch gaditan au Nord et Nord-Est d'Algésiras (Schéma tectonique et interprétation paléogéographique). Livr.Mém.Prof.P.Fallot, Mém.hors-sér.S.G.F., I, p.265-272, 3 pl.
- DIDON J. (1969). Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). Thèse. Paris. 3 tomes ronéot.
- DIDON J. et DURAND DELGA M. (1959). Existence d'un flysch marno-gréseux du Tithonique-Néocomien au Nord de Gibraltar (Espagne méridionale). C.R.Ac.Sc., t.248, p.2779-2781.
- DIDON J. et DURAND DELGA M. (1960). Existencia de flysch marno-yesoso (sic pour marno-arenoso) del Titónico-Neocomiense al Norte de Gibraltar (España meridional). Not.Com.Inst.geol.y min. España, n°57, p.193-198.
- DIDON J., FERNEX F., LORENZ C., MAGNÉ J. et PEYRE Y. (1970). Sur un niveau remarquable de silexite dans le Néogène inférieur d'Espagne méridionale et d'Italie du Nord. <u>B.S.G.F.</u>, (7), XI, p.841-853.
- DIDON J. et PEYRE Y. (1964). Sur deux dispositifs tectoniques remarquables dans les Cordillères bétiques à l'Ouest du méridien de Malaga (Andalousie). <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.259, p.1988-1991, 5 fig.
- DOBEN K. (1962). Palaontologisch-stratigraphische und fazielle Untersuchungen an der Kura/Kreide - Grenze in den bayerischen Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. Inaugural-Dissertation, München, 97 p., 2 pl.
- DOUVILLÉ R. (1906). Esquisse géologique des Préalpes subbétiques (partie centrale). Thèse.Sciences.Paris, 223 p., 19 fig., 17 pl. 2 cart.

- DOUVILLÉ R. (1911). La péninsule ibérique. A.-Espagne. Handbuch der Regionalen Geologie, III, 3.Abt., 175 p., 112 fig., 1 pl.
- DOUVILLÉ R. et LEMOINE P. voir LEMOINE P. et DOUVILLÉ R. (1904).
- DRAKE C.L., GAIBAR-PUERTAS C., NAFE J.E. et LANGSETH M. (1959). Estudios de prospección sísmica por refracción en el golfo de Cádiz. Rev.Geofís.I.N.G., XVIII, n°70. Madrid.
- DROOGER C.W. (1956). Miogypsina at Puente Viejo, Spain. Proc.Kon.Ned.

  Akad.Wet.Amsterdam, ser.B, LIX, n°1, p.68-72, 1 fig.
- DROOGER C.W., PAQUET J. et TJALSMA R.C. (1965). Présence de Lépidocyclines à un niveau stratigraphiquement supérieur à celui des Miogypsines en Espagne du Sud. <u>C.R.somm.S.G.F.</u>, p.76-77.
- DUBAR G. (1948). La faune domérienne du Jebel bou-Dahar près de Beni-Tajjite. Notes & Mém.Serv.géol.Maroc, n°68, 250 p., 97 fig., 30 pl.photo.
- DUBAR G., FOUCAULT A. et MOUTERDE R. (1967). Le Lias moyen des environs de Huéscar (Prov. de Grenade, Espagne). B.S.G.F., (7), IX, p.830-834, 2 fig., 1 tabl.
- DUPUY DE LOME y SANCHEZ LOZANO E. (1965). El concepto del olistotromo y su aplicación a la geología del Subbético. Bol.Inst.geol.y min.España, LXXVI, p.23-74.
- DURAND DELGA M. (1955). Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. Bull.Serv.Carte géol.Algérie, (2), n°24, 2 vol. 548 p., 143 fig., 16 pl.photo, 10 pl.coul.
- DURAND DELGA M. (1956). Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale. Geol.Symp.Hans Stille, Stuttgart, p.304-335.
- DURAND DELGA M. (1960). Le sillon géosynclinal du flysch Tithonique-Néocomien en Méditerranée occidentale. Rend.Acc.Lincei, ser.VIII, XXIX, fasc.6, p.579-585.
- DURAND DELGA M. (1963). Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale. Geol.Rundsch., 53, p.534-535.
- DURAND DELGA M. (1966). Titres et travaux scientifiques. Impr.Priester, Paris, 43 p., 6 fig.
- DURAND DELGA M. (1968). Coup d'oeil sur les unités malaguides des Cordillères bétiques (Espagne). C.R.Ac.Sc., t.266, p.190.
- DURAND DELGA M. et FONTBOTÉ J.-M. (1961). Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie. Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., (2), III, p.181-187.
- DURAND DELGA M. et FOUCAULT A. (1968). Un élément de la Dorsale bétique: le Jabalcón (Prov. de Grenade, Espagne). B.S.G.F., (7), X, p.65-74, 6 fig., 2 pl.
- DURAND DELGA M., GARCÍA RODRIGO B., MAGNÉ J. et POLVÉCHE J. (1961). A propos du Miocène de la région d'Alcoy (province d'Alicante, Espagne). 2e Réunion Comité Néogène médit., Sabadell. Inst.Lucas Mallada, C.S.I.C. Cursillos y Conferencias, IX, 1964, p.213-217, 1 fig.

- DURAND DELGA M. et MAGNÉ J. (1958). Données stratigraphiques et micropaléontologiques sur le Nummulitique de l'Est des Cordillères bétiques (Espagne). Rev.Micropal., I, n°3, p.155-175, 6 fig., 2 pl.
- DURAND DELGA M. et MAGNÉ J. (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.
- DURAND DELGA M. et MATTAUER M. (1959a). Les unités structurales externes de la "zone marno-schisteuse" du Rif septentrional. C.R.Ac.Sc., t.248, p.2499-2501.
- DURAND DELGA M. et MATTAUER M. (1959b). Existence dans le Rif (Maroc) d'une nappe supérieure à matériel "numidien" (nappe du J. Sougna). <u>C.R.somm.S.G.F.</u>, p.225.
- DURAND DELGA M. et MATTAUER M. (1960). Sur l'origine ultra-rifaine de certaines nappes du Rif septentrional (Maroc).

  C.R. somm. S.G.F., p. 22.
- DURR S., HOEPPENER R., HOPPE P. et KOCKEL F. (1960-1962). Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). <u>Livr.Mém.Prof.Paul Fallot</u>, Mém.hors-sér.S.G.F., I, p.209-227, 2 fig., 2 pl., 1 carte.
- DURR S., HOEPPENER R., HOPPE P. et KOCKEL F. (1961). Die Geologie der Berge zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Campo de Gibraltar (Südspanien). Geol.Rundsch., LI, p.239-249, 3 fig. 1 carte dépl.
- EGELER C.G. (1963). On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). Geol.Rundsch., 53, p.260-269, 3 fig.
- 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 avec quelques remarques sur les rapports entre Bétique de Malaga et Subbétique.

  Livr.Mém.Prof.Paul Fallot, Mém.hors-sér.S.G.F., I, p.155-162, 2 fig., 1 pl.
- EGELER C.G. et SIMON O.J. (1969). Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères bétiques, Espagne). Verhandl.Kon.ned.Akad. Wet., Afd.Nat., (1), 15, n°3, 90 p., 16 fig., 3 pl.
- EHRMANN F. (1924). Résumé stratigraphique et tectonique sur la Kabylie des Babors et les régions voisines. <u>Bull.Serv.Carte géol.</u> Algérie, Trav.récents Collab., fasc. 1, p.121-191, 25 fig.
- ELLENBERGER F. (1963). Rabotage basal ou troncature basale? Réflexions sur les charriages cisaillants. <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.257, p.468-471.
- ELMI S. et MOUTERDE R. (1963). Le passage Toarcien-Aalénien et l'âge des calcaires à <u>Cancellophycus</u> dans la région de Mâcon (Saône-et-Loire). B.S.G.F., (7), V, p.1063-1067.
- ENAY R. et ELMI S. (1962). Découverte de la faune à <u>Ludwigella</u> et âge des calcaires à <u>Cancellophycus</u> dans le <u>Jura méridional</u>. C.R.Ac.Sc., t.254, p.1463.

- ESTEBAN SANTISTEBAN F. (1970). Descubrimiento de unos yacimientos de sales sódicas en Úbeda (Jaén). Bol.geol.y min., LXXXI, p.51-68.
- FALLOT P. (1922). Etude géologique de la Sierra de Majorque. Paris, Impr.Béranger, 480 p., 214 fig., 18 pl.
- FALLOT P. (1928a). La limite septentrionale des charriages subbétiques entre la Sierra Sagra et le Rio Segura. <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.187, p.1150-1152.
- FALLOT P. (1928b). Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique. III.

  Observations sur la géologie des environs de Cazorla

  (Prov. de Jaén). Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., XXVIII, p.273-288, et p.321-345.
- FALLOT P. (1928c). Sur la partie centrale des Sierras de Segura (Andalou-sie). <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.186, p.157-159.
- FALLOT P. (1928d). Sur la terminaison occidentale de la Sierra de Cazorla (Andalousie). C.R.Ac.Sc., t.186, p.89-91.
- FALLOT P. (1930). Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétique et subbétique. <u>Libr.jubilaire S.G.F.</u>, p.279-305.

  Rectification dans: <u>C.R.somm.S.G.F.</u>, p.66, 1931.
- FALLOT P. (1932). Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale. B.S.G.F., (5), II, p.533-552.
- FALLOT P. (1930-1934). Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles.

  Géol.Méd.occid., IV, 2e part., n°1. Introduction (mai 1931), p.1-8, 1 fig., 1 pl. I. Le Trias (déc.1931), p.9-28, 1 dépl. II. Le Lias (déc.1932), p.29-64, 2 fig., 2 pl. III. Le Dogger (août 1933), p.65-72. IV. Le Jurassique supérieur (juin 1934), p.73-118, 12 fig., 3 dépl.
- FALLOT P. (1932). Sur les connexions de la série à faciès alpin identifiée entre la Sierra Sagra et Alicante. <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.194, p.1364-1366.
- FALLOT P. (1943). El sistema cretácico en las Cordilleras béticas. Mem.Inst.Lucas Mallada, C.S.I.C., 110 p.
- FALLOT P. (1944a). Observations sur la tectonique de la zone subbétique dans la province de Murcie. <u>B.S.G.F.</u>, (5), XIV, p.11-28.
- FALLOT P. (1944b). Sur le rôle des ablations basales dans la nappe subbétique. C.R.Ac.Sc., t.218, p.240-241.
- FALLOT P. (1945). Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor. Mem. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., 719 p.
- FALLOT P. (1948). Les Cordillères bétiques. Est.geol., IV, p.83-172.
- FALLOT P. (1949). Les chevauchements intercutanés de Roya (A.-M.).

  Ann. Hébert et Haug, VII, p.162-168.

- FALLOT P. (1959). La géologie profonde du bassin du Pô et le mystère de celui du Guadalquivir. Est.geol., XV, p.155-162, 1 dépl.
- FALLOT P. (1960). Dernier coup d'oeil sur la Méditerranée occidentale. Leçons 1959-1960 données au Collège de France, (inédit), 498 p.polycop., 103 fig.
- FALLOT P. (1960). Résumé des leçons données en 1959-1960 (dernier coup d'oeil sur la Méditerranée occidentale). Ann. Collège de France, LX, p.93-110.
- FALLOT P., FAURE-MURET A. et FONTBOTÉ J.-M. (1967). Observations sur la formation de Guadix. <u>Bol.Inst.geol.y min.España</u>, LXXVII, p.1-48, 18 fig., 1 carte.
- FALLOT P., FAURE-MURET A., FONTBOTÉ J.-M. et SOLÉ SABARIS L. (1960). Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada
  "Mischungszone". Bol.Inst.geol.y min.España, LXXI, p.347557, 4 dépl., 2 cartes, 65 fig.
- FALLOT P., SOLÉ SABARIS L., COLOM G. et BIROT P. (1950a). Sur le Néogène des bassins du Guadiana Menor et de Baza. C.R.Ac.Sc., t.230, p.1717-1720.
- FALLOT P., SOLÉ SABARIS L., COLOM G. et BIROT P. (1950b). Sur l'âge des couches de Baza et de la formation de Guadix (province de Grenade). <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.231, p.504-507.
- FALLOT P., SOLÉ SABARIS L. et LEMOINE M. (1954). Observations sur le Trias bétique et ses Algues calcaires. Introduction géologique par MM.P.Fallot et L.Solé Sabaris. Algues calcaires par M.M.Lemoine. Mem.Com.Inst.geol.Prov., Barcelona, XI, p.23-60, 11 fig., 5 pl.
- FERNANDEZ DE CASTRO M., LASALA J.P., CORTAZAR D.de et GONZALO TARIN J. (1885). Comisión para el estudio de los terremotos en Andalucía.
  Informe dando cuenta de los trabajos en 7 de marzo de 1885.
  Bol.Inst.geol.y min.España, XII, p.1-108, 2 pl.
- FERNANDEZ-RUBIO R., SAAVEDRA J.L., ESTERAS M. et ESNAOLA J.M. (1966). Hallazgo de Muschelkalk al norte del embalse de Tálave
  (Albacete). Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., secc.geol., 64,
  p.123-127.
- FERNEX F. (1962). Les unités de la Sierra de Emmedio près de Puerto Lumbreras, Espagne méridionale. Arch. Sci., XV, p. 363-373.
- FERNEX F. (1968). Tectonique et paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Aguilas (Cordillères bétiques, Espagne méridional). Thèse. Paris, 983 p. ronéot.
- FERNEX F. et MAGNÉ J. (1969). Essai sur la paléogéographie des Cordillères bétiques orientales (Espagne méridionale). Bol.geol.y min., LXXX, p.203-211, 2 fig.
- FOLK R.L. (1959). Pratical petrographic classification of limestones.
  Bull.Amer.Ass.Petr.Geol., 43, p.1-38.

- FONTBOTÉ J.-M. et GARCÍA-DUEÑAS V. (1968). Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des Chaînes bétiques. C.R.Ac.Sc., t.266, p.186-189.
- FOUCAULT A. (1960a). Découverte d'une nouvelle unité tectonique sous le massif subbétique de la Sierra Sagra (Andalousie). C.R.Ac.Sc., t.250, p.2038-2040.
- FOUCAULT A. (1960b). Sur la tectonique de la zone subbétique de la région de Huéscar (province de Grenade, Espagne) et sur son Nummulitique. B.S.G.F., (7), II, p.318-321, 2 fig.
- FOUCAULT A. (1960c). Sur le Tithonique et le Crétacé inférieur dans la région de Huéscar (province de Grenade, Espagne).

  B.S.G.F., (7), II, p.227-229, 2 fig.
- FOUCAULT A. (1960-1962). Problèmes paléogéographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (province de Grenade, Espagne).

  <u>Livr.Mém.Prof.Paul Fallot</u>, Mém.hors-sér.S.G.F., I,
  p.175-182, 4 fig.
- FOUCAULT A. (1961). Note préliminaire sur la tectonique de la région de Castril (province de Grenade, Espagne). B.S.G.F., (7), III, p.599-602, 1 fig.
- FOUCAULT A. (1962). L'unité du Rio Guardal (province de Grenade, Espagne), et les liaisons entre Prébétique et Subbétique. B.S.G.F., (7), IV, p.446-452, 3 fig.
- FOUCAULT A. (1964a). Sur le phénomène dit d'ablation basale dans la zone subbétique (Espagne méridionale). <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.258, p.2621-2624, 1 fig.
- FOUCAULT A. (1964b). Sur les rapports entre les zones prébétiques et subbétiques entre Cazorla (prov. de Jaén) et Huéscar (prov. de Grenade, Espagne). Geol. Mijn., 43, p. 268-272, 2 fig.
- FOUCAULT A. (1965a). Les rapports entre le Subbétique et le Prébétique dans la partie centrale de la province de Jaén (Espagne méridionale). <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.260, p.4354-4357, 1 fig.
- FOUCAULT A. (1965b). Mouvements tectoniques d'âge paléocrétacé dans la région du Haut-Guadalquivir (prov. de Jaén, Espagne).

  B.S.G.F., (7), VII, p.567-570, 2 fig.
- FOUCAULT A. (1966a). Le diapirisme des terrains triasiques au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique du NE de la province de Grenade (Espagne méridionale). <u>B.S.G.F.</u>, (7), VIII, p.527-536, 9 fig.
- FOUCAULT A. (1966b). Relación entre las zonas prebética y subbética entre Cazorla (Prov. de Jaén) y Huéscar (Prov. de Granada, España).

  Not.Com.Inst.geol.y min.España, n°83, p.71-78. (Traduction de la note FOUCAULT A. 1964b).

- FOUCAULT A. (1970). Le Jurassique dans la partie orientale des Cordillères bétiques. Le Prébétique et le Subbétique de Cazorla à Huéscar. Cuad.Geol.ibér., II, (à paraître).
- FOUCAULT A. et PAQUET J. (1970). La structure de l'Ouest de la Sierra Arana (Prov. de Grenade, Espagne). <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.271, p.16.
- FOUCAULT A. et PAQUET J. (1971). Sur l'importance d'une tectonogénèse hercynienne dans la région centrale des Cordillères bétiques. C.R.Ac.Sc., t.272, p.2756.
- FOUCAULT A. et RAOULT J.-F. (1966). Coupes et cartes géologiques. Paris, SEDES, 146 p., 78 fig.
- FOURCADE E. (1966). Note préliminaire sur l'évolution de quelques faciès du Jurassique supérieur de l'Est de la province d'Albacete (Espagne). C.R. somm. S.G.F., p. 182-184, 1 fig.
- FOURCADE E. (1966). Sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de l'anticlinal de las Puntillas (province de Murcie, Espagne). C.R. somm. S.G.F., p. 61-63.
- FOURCADE E. (1970). Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes bétiques et ibériques. Thèse. Paris. 3 tomes ronéot.
- FOURCADE E. (1970). Le Jurassique dans la partie orientale des Cordillères bétiques: les confins du Prébétique et des chaînes ibériques entre le Rio Mundo et le Rio Jucar. (Stratigraphie, zones à Foraminifères et paléogéographie). Cuad. Geol. ibér., II, (à paraître).
- FOURCADE E. (1971). Le Prébétique de la région de Hellin-Villena.

  <u>Bull.Soc.géol.Nord</u>, (à paraître).
- GARCÍA-DUEÑAS V. (1966). Individualización de diversas unidades alóctonas en la zona subbética (transversal de Granada). Acta geol.hispanica, I, n°3, p.11-14, l fig.
- GARCÍA-DUEÑAS V. (1967). Unidades paleogeográficas en el sector central de la zona subbética. Not.Com.Inst.geol.y min.España, n° 101-102, p.73-100.
- GARCÍA-DUEÑAS V. (1969). Les unités allochtones de la zone subbétique, dans la transversale de Grenade (Cordillères bétiques, Espagne). Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., (2), XI, fasc. 2, p. 211-222.
- GARCÍA MONDEJAR J. (1970). Estudio geológico regional de los alrededores de Castril de la Peña (Granada). Tesis de Licenciatura. Granada, (inédit), 94 p.dactyl., 1 carte au 25 000ème
- GARCÍA RODRIGO B. (1965). Estudio geológico de la zona prebética al Norte de Alicante. Thèse. Grenade, 456 p.ronéot.
- GAVALA y LABORDE J. (1924). Mapa geológico de la provincia de Cádiz.

  Madrid, Inst.geol.y min.España.

- GENTIL L. (1918a). Sur l'existence de grandes nappes de recouvrement dans la province de Cadix. C.R.Ac.Sc., t.166, p.1003-1005.
- GENTIL L. (1918b). Sur l'extension, en Andalousie, des nappes de recouvrement de la province de Cadix (Espagne méridionale).

  C.R.Ac.Sc., t.167, p.83.
- GENTIL L. (1918c). Sur l'origine des nappes de recouvrement de l'Andalousie. C.R.Ac.Sc., t.167, p.238.
- GENTIL L. (1918d). Sur les dépôts néogènes du détroit Nord-Bétique (Espagne méridionale). <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.167, p.239.
- GENTIL L. (1918e). Sur l'âge des nappes de recouvrement de l'Andalousie et sur leur raccordement avec les nappes prérifaines (Maroc septentrional). C.R.Ac.Sc., t.167, p.373-375.
- GENTIL L. (1918f). Sur le synchronisme des détroits nord-bétique et sud-rifain (Espagne méridionale et Maroc).

  C.R.Ac.Sc., t.167, p.727.
- GENTIL L. (1918g). Notice sur les titres et travaux scientifiques. Paris, Larose, 133 p.
- GERARD Ch. (1932). Sur une faune liasique de la Sierra Sagra, dans la zone subbétique (Espagne méridionale). <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.194, p.631-632.
- GLANGEAUD L. (1951). Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. B.S.G.F., (6), I, p.735-762.
- GLANGEAUD L. (1953). Sur la structure des régions de Tablat et de Laperrine (Algérie). <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.237, p.1732-1735.
- GONZALEZ-DONOSO J.M. et LOPEZ-GARRIDO A.C. (1970). Afloramientos miocénicos de la hoja de Orcera (zona prebética, Provincia de Jaén). <u>Cuad.Geol.</u>, I. p.101-106, l fig. Granada.
- GONZALEZ-DONOSO J.M. et VERA J. (1968). Sur la présence de terrains post-tectoniques antéburdigaliens au bord sud-ouest du bassin de Guadix (Cordillères bétiques, Espagne).

  C.R.Ac.Sc., t.266, p.49.
- GONZALO y TARÍN J. (1881). Resena física y geológica de la provincia de Granada. Bol.Com.Mapa geol.España, VIII, p.1-112, 35 fig., 1 pl.
- GONZALO y TARÍN J. (1882). Edad geológica de las calizas metal**í**feras de la Sierra de Gador en la provincia de Almería.

  <u>Bol.Com.Mapa geol.España</u>, IX, p.97-111.
- GONZALO y TARÍN J. (1882). Hallazgo de fósiles triásicos marinos en la Sierra de Gador (Almería). <u>Act.Soc.Esp.Hist.nat.</u>, XI, p.37-39.
- GROTH J. (1913). Sur la bordure méridionale de la Meseta ibérique. C.R.Ac.Sc., t.156, p.1794.

- HAUSMANN (1830). Sur la constitution géologique de l'Espagne. Ann.Min., (2), VII, p.375. (Extrait d'un mémoire imprimé dans le Gottingische gelehrte Anzeigen).
- HAUSMANN (1841-1842). Uber das Gebirgssystem der Sierra Nevada im südlichen Spanien. Bemerkungen über das Gebirge von Jaén.

  Gottingische gelehrte Anzeigen, n°190. Traducido (en 1841) bajo el título: "Sur le système de la Sierra Nevada dans 1'Espagne méridionale). Ann.Sc.géol., I, p.253-258 et 325-332.
- HERMITE H. (1879). Etudes géologiques sur les Iles Baléares. lère partie: Majorque et Minorque. Paris, Savy, 357 p.
- HERMITE H. (1879). Descriptions de quelques fossiles nouveaux des Iles Baléares. C.R. somm. S.G.F., p.40.
- HERMITE H. (1888). Observations géologiques sur les fles Majorque et Minorque. <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.88, p.1097.
- JANSEN H. (1936). De Geologie van de Sierra de Baza en van de aangrenzende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid-Spanje). Thèse. Amsterdam, 99 p., 16 fig., 7 pl., 1 dépl.
- JEREZ MIR L. (1971). Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la zona prebética en la región de Isso-Elche de la Sierra-Moratalla. Bol.geol.y min., LXXXII, p.117-131.
- JIMENEZ DE CISNEROS D. (1914). Noticia acerca del yacimiento fosilífero del Triásico superior de Las Espejeras, en el término de Agost (Alicante). Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., XIV, p.96-100.
- JIMENEZ DE CISNEROS D. (1917). Geología y paleontología de Alicante.

  <u>Trab.Mus.Nac.Cienc.nat.</u>, ser.geol., n°21, p.5-137.
- JIMENEZ DE CISNEROS D. (1923). La fauna de los estratos de"Pygope aspasia" MENEGH., del Liasico medio del Rincón de Egea en el NW. de la provincia de Murcia. <u>Trab.Mus.Nac.Cienc.nat.</u>, ser.geol., n°30, 55 p., 6 pl.
- JODOT P. (1953). Gastéropodes continentaux plaisanciens du bassin lacustre de Baza (prov. de Grenade). Mem.Com.Inst.geol.Barcelona, X, p.43-50, 1 pl.
- JODOT P. (1958). Les faunes de Mollusques continentaux réparties dans le Sud-Est de l'Espagne entre le Miocène supérieur et le Quaternaire. Mem.Com.Inst.geol.Barcelona, XVII, 133 p., 11 pl. 2 dépl.
- KILIAN W. et BERTRAND M. voir BERTRAND M. et KILIAN W. (1889).
- KOCKEL F. et STOPPEL D. (1962). Neue Conodontenfunde und Profile im Paläozoikum von Malaga (Sudspanien). Geol.Jb., 81, p.413-480.
- KOCKEL F. et STOPPEL D. (1962). Nuevos hallazgos de Conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga (Sur de España).

  Not.Com.Inst.geol.y min.España, n°68, p.133-169.

- KORNPROBST J. (1965). La chaîne du Haouz, de la Hafa Queddana au col d'Azlu d'Arabia. Notes & Mém.Serv.géol.Maroc, n°184, p.9-60.
- KORNPROBST J. (1971). Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif. Thèse. Paris, 376 p.offset.
- KRAUS E. (1960-1962). Le problème de l'espace en tectonique dans la région méditerranéenne. <u>Livre Mém.Prof.Paul Fallot</u>, Mém. hors-sér.S.G.F., I, p. 117.
- LAMBERT A. (1948). Glissements sous-marins, sédimentation et orogénèse dans la Kabylie des Babors au Crétacé. <u>B.S.G.F.</u>, (5), XVIII, p.51-53.
- LAUTENSACH H. (1958). Die Sagra Sierra in ihrer südostspanien Umwelt. <u>Die</u> Erde, t.89, n°3-4, p.193-216, 2 fig., 2 pl.
- LECLERC J. (1971). Etude géologique du massif du Maigmo et de ses abords (Province d'Alicante Espagne). Thèse 3e cycle. Géologie structurale. Paris, 128 p., 42 fig., 1 carte géol.
- LEIKINE M. (1971). Etude géologique des Babor occidentaux. Thèse. Paris, 548 p.offset.
- LEMOINE P. et DOUVILLÉ R. (1904). Sur le genre <u>Lepidocyclina</u> GUMBEL. <u>Mém. Soc. géol. France</u>, sér. Paléont., n° 32, 42 p., 3 pl.
- LÓPEZ-GARRIDO A.C. (1969). Primeros datos sobre la estratigrafia de la región Chiclana de Segura-Río Madera (Zona prebética, provincia de Jaén). Acta geol. Hispanica, IV, n°4, p.84-90.
- LOPEZ-GARRIDO A.C. (1971). Sobre la posición de los terrenos de "facies de Utrillas" en la Zona Prebética, al NE. de la provincia de Jaén. Bol.geol.y min., 82, p.47-51.
- LOPEZ-GARRIDO A.C. et RODRIGUEZ ESTRELLA T. (1970). Características sedimentarias de la formación de Chiclana de Segura.

  <u>Cuad. Geol.</u>, I, p.17-21. Granada.
- LORENZ C. (1965). Observations sur la note de MM. C.W.Drooger, J.Paquet et R.C.Tjalsma intitulée "Présence de Lépidocyclines à un niveau stratigraphiquement supérieur à celui des Miogypsines en Espagne du Sud". C.R.somm.S.G.F., p.240.
- LUCAS G. (1942). Description géologique et pétrographique des Monts du Ghar Rouban et du Sidi el Abed (frontière algéro-marocaine).

  <u>Bull.Serv.Carte géol.Algérie</u>, (2), n°16, 539 p., 131 fig., 34 pl.
- MAC GILLAVRY H.J. (1964). Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different units between Vélez Rubio and Moratalla. Geol. Mijn., 43, p. 299-309, 4 fig.
- MAC GILLAVRY H.J., GEEL T., ROEP T.B. et SOEDIONO H. (1963). Further notes on the geology of the Betic of Malaga, the Subbetic, and the zone between these two units, in the region of Velez Rubio (Southern Spain). Geol.Rundsch., 53, p.233-256, 4 fig., 1 tabl.

- MACKAY E. (1924). La Sierra de Cazorla bajo su aspecto forestal.

  <u>Conf. dada en el Inst. Ing. Civiles</u>, 16 febrero 1924, p.5-46.
- MACPHERSON J. (1872). Bosquejo geólogico de la provincia de Cádiz. 156 p., 5 dépl., 1 carte au 400 000ème. Cadiz.
- MACPHERSON J. (1874). Memoria sobre la estructura de la Serrania de Ronda. Impr.Revista medica. Cádiz.
- MACPHERSON J. (1879). De la posibilidad de producirse un terreno aparentemente triásico con los materiales de la Creta.

  An.Soc.Esp.Hist.nat., VIII, p.485-492.
- MACPHERSON J. (1879). Estudio geológico y petrográfico del Norte de la provincia de Sevilla. Bol.Com.Mapa geol.España, VI, p.97-268, 13 fig., 3 pl., 1 carte.
- MAGNÉ J., PAQUET J. et SIGAL J. (1969). Crétacé et passage au Tertiaire dans le Prébétique et le Subbétique externe (Cordillères bétiques, zones de Caravaca-Calasparra, Province de Murcie, Espagne). Ann. Soc. géol. Nord, LXXXIX, 2, p. 177-189.
- MALDONADO M. (1909). Bismutita de Baza (Granada). Bol.R.Soc.Esp.Hist.nat., IX, p.218-219.
- MALLADA L. (1875-1887). Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Bol.Com.Mapa geol.España, t.II-XI, passim.
- MALLADA L. (1880). Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba.

  Bol.Com.Mapa geol.España, VII, p.1-55, 1 carte au 800 000ème
- MALLADA L. (1895-1911). Explicación del Mapa geológico de España.

  Mem.Com.Mapa geol.España, t.I à VII.
- MENCHIKOFF N. (1936). Etudes géologiques sur les confins algéro-marocains du Sud. <u>B.S.G.F.</u>, (5), VI, p.131-148, 1 fig.
- MISSION d'Andalousie (1889). Etudes relatives au tremblement de terre du 25 décembre 1884 et à la constitution géologique du sol ébranlé par les secousses. Mém.Acad.Sc., XXX, n°2, 772 p.
- MOUTERDE R., ENAY R., CARIOU E., CONTINI D., ELMI S., GABILLY J., MANGOLD D., MATTEI J., RIOULT M., THIERRY J. et TINTANT H. (1971). Les zones du Jurassique en France. C.R. somm. S.G.F., p.76-102.
- MRAZEC L. (1927). Les plis diapirs et le diapirisme en général.

  <u>C.R.séances Inst.géol.Roum.</u>, 6 (1914-1915), p.226-270, 1 carte.
- NAVARRO A., TRIGUEROS E., VILLALON C. et RIOS J.M. (1962). Derniers progrès dans la connaissance de l'extrémité nord-est des chaînes subbétiques (région d'Altea-Benisa, prov. d'Alicante, Espagne). Livre Mém.Prof.Paul Fallot, Mém.hors-sér.S.G.F., I, p.143-153, 1 dépl.
- NICKLÈS R. (1890-1894). Contributions à la paléontologie du SE de l'Espagne. <u>Mém.S.G.F.</u>, série paléontologie, 64 p., 10 pl. (2 fasc.)

- NICKLÈS R. (1891). Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la province d'Alicante et du Sud de la province de Valence (Espagne). Thèse. Paris, 214 p., 9 pl. Ann. Hébert, I, 220 p., 69 fig., 10 pl. 1892. Traduit en espagnol in: Bol. Inst. geol. y min. España, XX, p. 99-312, 69 fig., 10 pl. 1893.
- NICKLES R. (1896). Sur les terrains secondaires des provinces de Murcie, Almeria, Grenade et Alicante (Espagne).

  C.R.Ac.Sc., t.122, p.550-553.
- NICKLES R. (1902). Sur l'existence de phénomènes de recouvrement dans la zone subbétique. C.R.Ac.Sc., t.134, p.493-495.
- NICKLES R. (1904). Sur l'existence de phénomènes de charriage en Espagne dans la zone subbétique. B.S.G.F., (4), IV, p.223-247, 23 fig.
- NIJHUIS H.J. (1964). Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres, South of Lubrin, SE Spain.
  Thèse. Amsterdam, 152 p., 35 fig., 1 carte coul.
- NOLAN H. (1894). Sur les <u>Crioceras</u> du groupe du <u>Crioceras duvali</u>.

  B.S.G.F., (3), XXII, p.48, 183.
- NOLAN H. (1895). Structure géologique d'ensemble de l'Archipel baléare.

  B.S.G.F., (3), XXIII, p.76-91, 6 fig.
- PAQUET J. (1962). Les unités supérieures de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne). <u>B.S.G.F.</u>, (7), IV, p.857-866, 2 fig.
- PAQUET J. (1966). 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.1681-1684.
- PAQUET J. (1969). Précisions sur le style tectonique du Subbétique.

  Ann.Soc.géol.Nord, LXXXIX, 2, p.167-173.
- PAQUET J. (1969). Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). Mém.S.G.F., N.S., mémoire n°111, t.XLVIII, 270 p.
- PERCONIG E. (1960-1962). Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). Livre Mém. Prof. Paul Fallot, Mém. hors-sér. S.G.F., I, p. 231-256.
- PERCONIG E. (1966). Sull'esistenza del Miocene superiore in facies marina nella Spagna meridionale. Comm.Med.Neogene Strat.,

  Proc. 3th Sess. Berne, 8-13 June 1964, p.288-302.
- PERCONIG E. (1969). Bioestratigrafia del Neogeno mediterráneo basada en los Foraminíferos planctónicos. Rev.esp.Micropal., I, p.103-111.
- PEYRE Y. (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.1883-1885.

- PEYRE Y. (1960-1962). Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères bétiques sur la transversale de Malaga.

  (Faits nouveaux, problèmes et hypothèses. Livre Mém. Prof. Paul Fallot, Mém. hors-sér. S.G.F., I, p. 199-208, I fig., I pl.
- PEYRE Y. (1969a). Présentation de deux coupes tectoniques d'ensemble dans les Cordillères bétiques au N de Malaga (Andalousie).

  C.R. somm. S.G.F., p.38.
- PEYRE Y. (1969b). Essai sur la paléogéographie des Cordillères bétiques au Crétacé inférieur: la transversale de Malaga.

  C.R. somm. S.G.F., p.45.
- POLVÊCHE J. (1962). Tectonique et Trias dans la région d'Alicante. Ann.Soc.géol.Nord, 82, p.155-160.
- PRIEM H.N.A., BOELRIJK N.A.I.M., HEBEDA E.H. et VERSCHURE R.H. (1966). Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneiss and a metagranite in the Eastern Betic Cordilleras (South-Eastern Sierra de los Filabres), S.E.Spain).

  <u>Geol.Mijn.</u>, 45, p.184-187.
- RANGHEARD Y. (1969). Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). Thèse. Besançon, 478 p. ronéot., 111 fig., 3 pl.
- RAOULT J.-F. (1965). La chaîne du Haouz, du col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar. Notes & Mém. Serv. géol. Maroc, n° 184, p. 61-148.
- RAOULT J.-F. (1969a). La série de Tengout: unité externe de la Dorsale kabyle annonçant le flysch de Penthièvre. <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.268, p.2548.
- RAOULT J.-F. (1969b). Relations entre la Dorsale kabyle et les flyschs sur la transversale du Djebel Rhedir (Nord du Constantinois, Algérie); phases tangentielles éocènes, paléogéographie. <u>B.S.G.F.</u>, (7), XI, p.523-543.
- REMANE J. (1963). Les Calpionelles dans les couches de passage Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne. <u>Trav.Lab.Géol.Fac.Sc.</u> Grenoble, 39, p.25-82, 18 fig., 6 pl.
- REMANE J. (1964). Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troger. Palaeontographica, A, 123, p.1-57, 18 fig.
- REY PASTOR A. (1936). Sismicidad de las regiones litorales españolas del Mediterráneo. II. Region bética y subbética.

  <u>Géol.Méd.occid.</u>, IV, n°1, part.III, p.2-46, 22 fig., 3 dépl.
- RIBA ARDERIÚ O. (1959). Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. Inst."Lucas Mallada" Inv.Geol., Seccion de Geomorfología de Barcelona. <u>Instituto de Estudios turolenses. Monogra-</u> fias, n°16, 283 p., 37 fig., 28 phot., 1 carte coul.
- ROBAUX A. (1935). Sur la présence du Crétacé supérieur à la base de la série du flysch du Sud de la province de Cadix. C.R.Ac.Sc., t.200, p.478-480.

- ROOIJEN P.van (1966). Further data on oolitic limestones, intercalated in the pelagic sequence of the Subbetic, WNW of Lorca (Prov.Murcia-Spain). Geol.Mijn., 45, p.398-400.
- RUIZ DE GAONA M. (1949). Sobre una muestra de <u>Nummulites</u> de la cuenca del Rio Raigadas. Bol.R.Soc.Esp.Hist.nat., XLVII, p.521-526.
- SAAVEDRA J.L. (1964). Datos para la interpretación de la estratigrafia del Terciario y Secundario de Andalucía. Not & Com. Inst. geol. y min. España, n°78, p.5-50.
- SAENZ GARCÍA C. (1947). Notas y datos de estratigrafia española. Bol.R.Soc.Esp.Hist.nat., XLV, p.111-117.
- SAVORNIN J. (1906). Le Trias gypseux dans une partie du Tell méridional. C.R.Congr.AFAS, Lyon, p.330-335.
- SCHMIDT M. (1936). Fossilien der spanischen Trias. Mit einem Beitrag von Julius von Pia. Abh. Heidelberger Akad. Wiss., XXII, p.3-140, 66 fig., 6 pl.
- SCHMIDT M. (1937). Probleme in der westmediterranen Kontinentaltrias und Versuche zu ihrer Lösung. <u>Géol.Méd.occ.</u>, IV, n°3, partie II, 65 p., 5 tabl.
- SIGAL J. (1967). Essai sur l'état actuel d'une zonation stratigraphique à l'aide des principales espèces de Rosalines (Foramini-fères). C.R.somm.S.G.F., p.48.
- SILVERTOP Ch. (1834). On the lacustrine basins of Baza and Alhama in the provincia of Granada and similar deposits in other parts of Spain. Proc.geol.Soc.London, I, p.216-217.
- SILVERTOP Ch. (1834). Upon some tertiary deposits in the provinces of Granada, and part of that of Sevilla, and along the line of Coast from Malaga to Cartagena in the South of Spain.

  Proc.geol.Soc.London, I, p.485-486.
- SILVERTOP Ch. (1835). On the tertiary formation of the kingdom of Murcia, in Spain. Proc.geol.Soc.London, II, p.80-81.
- SIMON O.J. (1963). Geological investigations in the Sierra de Almagro, South-Eastern Spain. Thèse. Amsterdam, 164 p., 11 fig., 13 pl., 3 dépl., 2 cartes.
- STAUB R. (1926). Gedanken zur Tektonik Spaniens. <u>Vierteljahr.Naturforsch.</u> Ges.Zürich, LXXI, p.196-261, 1 pl.
- STAUB R. (1927). Ideas sobre la tectónica de España. R.Ac.Cienc.Bell.-Let. Nobl.Art.Córdoba, p.3-80.
- STAUB R. (1927). Uber Gliederung und Deutung der Gebirge Marokkos. Ecl.geol.Helv., 20, p.275-288, 2 pl.coul. 1926-1927.
- STAUB R. (1933). Gedanken zur Tektonik Spaniens: zur Kenntnis der alpinen Leitlinien und westlichen Mittelmeer.

  Géol.Méd.occ., II, part.V, n°46, 10 p., 1 pl.

- STAUB R. (1934). Der Deckenbau Südspaniens in den betischen Cordilleren.

  <u>Vierteljahr.Naturforsch.Ges.Zürich</u>, 79, p.271-332.
- TARAMELLI T. et MERCALLI G. (1886). I terremoto andalusi cominciati il 25 dicembre 1884. Atti R.Acc.Lincei, ser.4, III, p.116-222, 4 pl.
- TERMIER H. (1936). Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. Notes & Mém. Serv. Carte géol. Maroc, n°33, 4 volumes.
- TERMIER P. (1911). Le problème de la géologie tectonique dans la Méditerranée occidentale. Rev.gén.Sc., XXII, p.225.
- TERREMOTOS de Andalucía (Comisión para el estudio de los) voir FERNANDEZ de CASTRO M. et alt. (1885).
- VEEN G.W.van (1966). Note on a jurassic-cretaceous section in the Subbetic SW of Caravaca (Prov.Murcia, Spain). Geol.Mijn., 45, p.391-397.
- VEEN G.W.van (1969). Geological investigations in the region west of Caravaca, south-eastern Spain. Thèse. Amsterdam, 143 p., 13 fig., 10 pl.phot., 4 pl.
- VERA J.A. (1968). El Mioceno del borde SW de la depresión de Guadix.

  Acta geol. Hispanica, III, n°5, p.124-127.
- VERA J.A. (1970). Estudio estratigráfico de la depresión Guadix-Baza. Bol.geol.y min., LXXXI, p.429-462.
- VERNEUIL E.de et COLLOMB E. (1853). Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. B.S.G.F., (2), X, p.61-147, 2 pl.
- VERNEUIL E.de et COLLOMB E. (1853). Note à l'occasion de deux coupes géologiques générales faites à travers l'Espagne, du Nord au Sud et de l'Est à l'Ouest. <u>C.R.Ac.Sc.</u>, t.36, p.496-499. Traduit en espagnol in: <u>Rev.Min.</u>, III, p.212-215.
- VERNEUIL E.de et COLLOMB E. (1857). Géologie du sud-est de l'Espagne.

  Résumé succinct d'une excursion en Murcie et sur le Pontien d'Andalousie accompagné d'un tableau des hauteurs
  au-dessus de la mer. B.S.G.F., (2), XIII, p.674-729,
  5 fig. (Itinéraire géognostique dans le S.-E.de l'Espagne).
- VERNEUIL E.de et COLLOMB E. (1869). Explication sommaire de la carte géologique de l'Espagne. Bol.Com.Mapa geol.España, XII. Réimprimé chez Savy, Paris, 29 p. (la carte est parue en 1864, lère édition, et en 1868, 2ème éd.).
- VILA J.-M. (1969). Relations paléogéographiques et structurales entre le flysch de Penthièvre et les unités externes de la dorsale kabyle dans la région de Jemmapes (N du Constantinois, Algérie). <u>B.S.G.F.</u>, (7), XI, p.544.
- VILANOVA J. (1881-1882). Reseña geológica de la provincia de Valencia.

  Bol.Soc.Geogr., XI, p.116 et 217; XII, p.55, 336 et 414;

  XIII, p.66, 1 carte au 400 000ème.

- VIRGILI C. (1958). El Triásico de los Catalanides. <u>Bol.Inst.geol.y min.</u> España, t.69, 856 p., 96 fig., 17 pl.
- WESTERVELD J. (1929). De bouw der Alpujarras en het tektonische Verband der oostelijke betische Ketens. Thèse. Delft, 120 p., 5 fig., 23 phot., 3 dépl. dont 1 carte au 300 000ème.
- WURM A. (1911). Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. Zeitschr.deutsch.geol.Ges., 63, p.38-174, 24 fig., 3 pl.
- ZERMATTEN H.L.J. (1929). Geologische onderzoekingen in de Randzone van het Venster der Sierra Nevada (Spanje).

  Thèse. Delft, 104 p., 4 cartes, 2 pl.
- ZEYLMANS VAN EMMICHOVEN C.P.A. (1925). Geologische onderzoekingen in de Sierra de los Filabres (prov. de Almeria, Spanje).

  Thèse. Delft, 160 p.

# TABLE DES FIGURES

	. ,		pages
1	`. :	Position de la région étudiée	
		Le cadre géographique	7
		Quelques hypothèses sur la structure des Cordillères bétiques	19
		Schéma structural de l'Espagne du Sud	23
		Position des affleurements de Trias prébétique cités dans le texte	39
		Coupe des terrains triasiques à 800 m au SSW des Cortijos de	
		Collado Verde	41
7	:	Le Trias fossilifère en face de la Torre del Vinagre	43
8	:	Les niveaux de transition"Trias"-"Lias (Rhétien ?) près du pont de	
1		l'Arroyo del Valle, à 4 km à l'ENE de Cazorla	47
9	:	Minéralisations du Trias près du débouché de 1'A° de las Grajas	49
LO	:	Le Trias charrié minéralisé à 4 km à 1'WNW de Peal de Becerro	55
L1	.;	Colonne stratigraphique synthétique du Trias du Haut Guadalquivir	59
L2	•	Coupe au N du Gilillo, en partie sur la Canada de la Coscoja	71
13	•	Coupe du Puerto Lorente	73
14	•	Position des gisements oxfordiens étudiés dans le texte	77
15	:	Superpositions stratigraphiques observées dans le Malm et le Cré-	
		tacé inférieur près du Parador nacional del Adelantado.	87
16	<i>‡</i>	Carte géologique des abords des sources du Guadalquivir	89
17	:	Coupes dans la région des sources du Guadalquivir	90
18	, i,	Coupe allant du Portlandien à l'Albien, au sud-ouest du Cabañas	94
19	:	Colonne stratigraphique du Jurassique à 900 m au S 10°W de Cuenca	99
20	:	Le Jurassique au Cerro del Peñon	101
		Répartition des organismes dans la coupe du Cerro del Peñon	102
22	:	Répartition des Calpionelles dans la coupe du Cerro del Peñon	103

23	:	Le Jurassique dans la Rambla de la Olivilla	105
24	· :	Coupe de la Sierra Sagra	111
25	:	Deux coupes, distantes d'environ 800 m, dans le Lias de la Sa del	
		Muerto	113
26	:	Coupe dans le ravin reliant les Cortijos del Doctor et de Carranza	115
27	:	Les gisements fossilifères du Lias moyen dans la région de la	
		Sierra Sagra	117
28	:	Coupe dans le Barranco de la Cueva del Agua, au S du Cjo del Giron	119
29	•	Coupe du Lias moyen du Barranco de la Cueva del Agua	121
30	:.	Le Lias moyen de la Sierra de Moncayo	125
31	:	Le Lias moyen de la Sierra Sagra	127
32	;	Position des coupes et des gisements fossilifères du Subbétique,	
,		du Lias supérieur au Tithonique	131
33	:	Coupe dans le ravin du Cortijo Cayetana	132
34	:	Coupe à 1 km au NNE de Puente Duda, près de l'usine électrique du	
		Rio Guardal	136
35	:	Coupe dans le Barranco de las Azadillas	140
36	:	Coupe dans le ravin situé à 650 m au SE de la cote 1257 (Ouest de	
		Campofique)	143
37	:	Coupe près du Cortijo de Mazagran, dans le canal de Carlos III	144
38	:	Répartition des microorganismes dans le Kimméridgien moysup. et	
		le Tithonique inférieur de la coupe du Cjo de Mazagran .	147
39	:	Coupe dans le ravin situé à 600 m à 1'WSW du Cjo de la Monja	148
40	:	Coupe dans le ravin situé à 600 m au S-10°W du Cjo de la Monja	149
41	•	Coupe à 1,3 km au NNE de Marmolance	150
42	•	Le Jurassique du Barranco de la Mala Mujer	153
43	:	Coupe située au pied de la Ermita de la Virgen de la Cabeza	155
44	:	Répartition des microorganismes dans la coupe de l'Ermita de la	
	:	Virgen de la Cabeza	156
45	:	Les Tintinnoïdiens dans la coupe de l'Ermita de la Virgen de la	
		Cabeza	157
46	:	Coupe dans le ravin situé à 600 m au SSW de la Ermita de la Vir-	
1		gen de la Cabeza	159
47	:	Le Jurassique moyen et supérieur, le Crétacé (?) et l'Eocène,	
		à 100 m au S de la Cueva del Campillo, au bord ouest	
		de la Sierra de Marmolance	161

48	;	Coupe du Malm supérieur-Berriasien dans le ravin aboutissant au	
	,	Cortijo las Bermejales	
49	:	Coupe au NW de la Sierra del Muerto 161	+
50	:	Gisements fossilifères du Cortijo de la Escopeta et du Barranco	•
:		de la Mala Mujer 16	9
51	:	Colonnes stratigraphiques dans le Jurassique du Prébétique et des	
		unités intermédiaires	2
		Colonnes stratigraphiques dans le Jurassique du Subbétique 170	
53	:	Répartition des faciès au Lias inférieur 18	2
		Répartition des faciès au Lias moyen	
55	:	Répartition des faciès au Lias supérieur 18	4
56		Répartition des faciès au Dogger	
57		Répartition des faciès au Malm	
58	:	Les dépôts du Jurassique (essai de synthèse) 19	0
59	•:	Conditions de dépôts supposées des principaux termes du Jurassique 19	3
60	:	Le Crétacé inférieur des collines de Chilluevar 20	6
61	:	Coupe à 500m environ au NNW de la Fuente del Tejo	0
62	`:	Les couches de passage du Jurassique au Crétacé sur la route fores-	
, *		tière de Quesada à El Chorro, près du Cjo de Majuela 21	.3
63		Vue du flanc nord-ouest de la Loma del Castillo 21	.5
64	:	Le Crétacé au S de Cazorla, près de la Ermita de Monte Sion 21	6
65	, :	Coupe le long de la route forestière de Cazorla à Pozo-Alcon, au	
		droit du Vadillo de Castril 22	0.
66	:	Sables blancs du Crétacé inférieur : route de la Fresnedilla 22	5
67		Coupes de la base du Crétacé près de la maison forestière de Los	
		Collados 22	!6
68	:	Coupe de la base du Crétacé, sur la route forestière à 800 m à	
		l'WNW de la maison forestière de la Nava del Espino 22	29
69	:	Les couches à Ampullina leviathan au NE des sources du Guadal-	
		quivir 23	
		Le Portlandien-Valanginien inférieur au N du Calar 23	
71	. :	Coupe du flanc ouest du Cerro Cabañas 23	32
72	2 :	Coupe du Portlandien-Valanginien inf. de la Sierra del Pozo 23	37
73	3 :	Coupe du versant ouest du Calarilla 23	38

74	:	Coupe au col séparant l'Arroyo de Valdecuevas de l'Arroyo de
		Guadornillos 241
75	:	Coupes un peu à l'W de la cluse du Rio Borosa et dans celle-ci 242
		Coupes au SE du Calarilla 244
77	1	Coupes à 1'E et au SE du Cabañas 246
78	:	Tentative de corrélation des couches néocomiennes de la Sierra dd
		del Pozo et comparaison avec la Sierra Mariola 249
79	;	Coupes dans l'anticlinal du Barranco del Tizon (Sa de Quesada) 252
80	:	Coupes dans l'anticlinal du Caballo de Quesada
81	:	Coupe du Crétacé inférieur, de Los Arenales à la maison forestière
		de la Nava de Pablo 258
82	:	Coupe de l'extrémité méridionale de l'anticlinal de Los Arenales . 260
83	:	Coupe de la rive droite du Barranco Seco
84	:	Coupe du Crétacé supérieur dans le Barranco Morcillo 262
85	:	Coupe dans le Barranco de la Mala Mujer (feuille Pontones) 267
86	:	Coupes sur le versant sud-est de la partie nord de la Sierra Seca 268
87	:	Coupe du versant sud-est de la Sª Seca dans le Barranco Cánovas 273
88	:	Le Crétacé de la Sierra Seca dans les Barrancos de Las Canalejas
		et del Garbanzal 274
89	:	Le Crétacé du Prébétique interne au NW de Castril 278
90	:	Le Crétacé, au SW de Castril 280
91	: -	Le Crétacé inférieur du Prébétique interne au Cerro de la Atala-
		283 yuela 283
92		Le Crétacé de l'unité intermédiaire au SE de la Sierra de Moncayo 288
93	•	Coupe du Crétacé et du Tertiaire de la Rambla de la Olivilla 290
94	•	Coupes à 1 km à l'ESE de San Clemente 296
95	:	Coupes dans le Rio Guardal et dans son affluent, le Barranco de la
i		Mala Mujer 300
96	:	Coupe dans le ravin au SE du Cortijo La Carranza 304
97	:	Position des gisements du Crétacé inférieur près de La Trompeta 306
98	:	Position des échantillons dans le Crétacé du bord nord-est de la
		Sierra de Marmolance
99	:	Coupe sur l'ancien chemin de Huéscar à San Clemente 316
100	:	Campofique, coupe du ravin situé à 600 m à 1'E du Cortijo de la
		Fuente de la Piedna

ď

		Colonnes stratigraphiques dans le Crétacé
102	:	Répartition des faciès au Berriasien 337
103	<b>:</b> .	Répartition des faciès au Valanginien inférieur 338
104	:	Répartition des faciès au Valanginien sup Hauterivien inf 339
105	:	Répartition des faciès à l'Hauterivien sup Barrémien 340
106	:	Répartition des faciès de l'Aptien à l'Albien sup. p.p 341
107	:	Répartition des faciès au Vraconien - Cénomanien 342
108	:	Répartition des faciès au Turonien - Sénonien 343
109	:	L'Eocène à dominance calcaire de la Cuerda de las Charcas 352
110		Coupe schématique passant par la Peña de Quesada 355
111	:	L'Eocène à dominance marneuse du Cortijo de la Retamosa 357
112	:	Carte géologique du Tertiaire au N de la Sagra 363
113	;	Passage latéral des séries essentiellement calcaires au séries
		essentiellement marneuses dans l'Eccène du Prébétique 365
114	, <b>:</b> ·	Le Miocène moyen autochtone (affleurements étudiés dans le texte). 367
115	.:	Le Miocène aux environs du Gato (pont sur le Guadalquivir) 369
116	:	Coupe de la Loma de Ubeda entre le Guadalquivir et Baeza 371
117	:	Coupe du Miocène de la colline d'Iznatoraf 373
118	:	Coupe du Miocène impliqué dans les écailles de la Sierra de Cazor-
		la, à 150m à l'E du Cortijo del Robledo 381
119	;	Localisation des échantillons miocènes entre la Sagra et le Sud de
		Castril Section Castril Castri
120	:	Carte géologique des alentours du Cortijo de San José 385
121	•	Coupe interprétative des dépôts miocènes près du Cjo de San José . 385
122	:	La base du Miocène à 700 m au NE du Cortijo del Garbanzal 387
123	:	Coupe de la retombée sud de l'anticlinal du Tornajuelo 389
124	•	Localisation des échantillons prélevés dans le Miocène des envi-
		rons du Talayón
		Coupes dans la Sierra de Marmolance
		Coupe du Tertiaire de la cote 1257, au N de Campofique 398
		Coupe du Paléocène du lambeau de Peal de Becerro 403
		Le sommet du Tertiaire à 600m à 1 E du Cortijo de Papuelas 405
129	:	Carte géologique de la vallée du Guadalentin, à environ 4 km au SE
		de Pozo-Alcón 408

130	÷	Coupes montrant les rapports du Miocène supérieur marin, du
		Pliocène et du Quaternaire ancien dans la vallée
		du Guadalentin409
131	:	Répartition des faciès à l'Eocène 414
132	:	Répartition des faciès au Néogène 415
133	:	Carte morphologique des environs des sources du Guadalquivir 417
134	:	Carte morphologique des versants de la Sierra de Marmolance 421
135	•	L'évolution morphologique supposée des collines à l'E de Belerda . 423
136	:	Les collines de Chilluevar, situation géographique 432
137	:	Coupe au Molino de Cañamares
138	:	Coupe des collines entre Chilluevar et Lancha Esquila 433
139	:	Les écailles à enracinement frontal des Molinos de Arriba 435
140	:	Coupe au SW de l'Albardas 437
141	:	Schéma structural de la Sierra de Cazorla 441
142	:	Coupes géologiques dans la partie nord de la Sierra de Cazorla 442
143	:	Coupes géologiques dans la partie sud de la Sierra de Cazorla 443
144	:	L'ennoiement vers le N des calcaires de La Bola 445
145	:	Carte géologique des environs de Cazorla 446
146	:	Coupes géologiques dans les environs de Cazorla 447
147	:	L'écaille du Leganillo et son amortissement 449
148	:	L'enracinement vers le N du Faisceau du Gilillo (carte) 450
149	:	L'enracinement vers le N du Faisceau du Gilillo (coupes) 452
150	:	Coupes dans la partie méridionale du faisceau du Gilillo 453
151	:	Terminaison méridionale du Faisceau du Gilillo, au N du Rayal 454
152	:	Coupe de l'Albardas 457
153	:	Coupe du bord ouest de la Sa de Cazorla, au N de Burrunchel 457
154		Coupes relevées de part et d'autre du Collado de las Palomas 458
155	:	Carte géologique et coupes de la région située à l'E de l'Albardas 461
156	:	Coupe de l'Arroyo del Sauco près de la route Cazorla-El Tranco 462
157	;	Petits chevauchements vers l'ESE entre le Vadillo de Castril et
· ·		la Fuente del Oso 464
158	:	Coupes du Faisceau du Viñuela au S du Sacejo
159	:	Coupes dans la dépression du Haut Guadalquivir, au NE du Viñuela . 467
160	:	Coupe sur la colline de la rive droite de l'Arroyo Frio 469

161	: .	Carte géologique des environs de la Cerrada del Utrero (El Vadillo)	<b>471</b> 3
162	;	L'évolution des structures de la Cerrada del Utrero et du Vadillo	473
163	:	Coupes géologiques dans la Sierra del Pozo	474 - Company
164	:	Coupes géologiques dans les Sierras de Castril	478
165	:	Le Miocène discordant sur l'Eocène dans le Barranco Morcillo	#83 - "
166	;	Coupe de la colline culminant au Zanjero	485
167	:	Coupes dans le synclinal du Rio Castril et la Sierra Seca	486
168	:	Le décrochement de la Cuerda de las Charcas	489
169	:	Coupes dans le synclinal du Collado de las Palomas et dans le	- -
		prolongement méridional de la Sierra Seca	490
170	:	La bande de Keuper du Barranco del Aguasal et son interprétation .	494
171	;	Panorama de la Sierra de Quesada vue du Puerto de Tiscar	498
172	:	Carte géologique des environs du Cerro Alto	500
173	•	Coupe méridienne passant à 800m à 1'W du Cerro Alto	501
174	•	Deux coupes des affleurements de Cuenca	505
175	:	Coupe des séries du Rio Guadalentin	505
176	:	Coupes de part et d'autre du décrochement de Tiscar	506
177	:	Mesure de l'amplitude du décrochement de Tiscar	512
178	:	Coupe de l'unité intermédiaire de la Rambla de la Olivilla dans	ing and the second seco
		le Barranco del Pedernal	520
179	:	Schéma géologique et coupe montrant la structure de l'unité inter-	
- - X*		médiaire au pied sud-ouest de la Sierra de Moncayo	.522
180	:	Coupe de la fenêtre du Barranco de la Canalica (E de la Sagra)	525
181	:	L'enracinement possible de l'unité intermédiaire à l'E de l'Ermi-	
	D.	tage de Las Santas	526
182	:	Coupe géologique dans le Subbétique de Toya	534
183	:	Schéma tectonique de la Sierra de Toya et de ses abords	536
184	:	Coupes géologiques dans le Subbétique de Huéscar	542
185	:	Schéma géologique et coupes de la région située à 1 km à l'E de	
		San Clemente	
		Coupe dans l'Arroyo de la Cruz	
187	:	Le versant méridional de la Sierra de Moncayo	548
188	:	La troncature basale de la Sierra Sagra	550
		Croquis géologique des environs de la cote 1257	

## FIGURES HORS-TEXTE

Localisation des figures Carte toponymique Schéma structural Carte géologique Coupes en série Planches photographiques

#### TABLE DES MATIERES

#### TOME I

#### SOMMAIRE (I)

AVANT-PROPOS (III)

# PREMIERE PARTIE : GENERALITES ET ETUDE STRATIGRAPHIQUE

#### CHAPITRE I : LE CADRE GEOGRAPHIQUE (3)

I : POSITION DANS LE CONTEXTE DE L'ESPAGNE MERIDIONALE (3)

II : LES GRANDES DIVISIONS DE LA REGION ETUDIEE (5)

III : HYDROGRAPHIE (12)

## CHAPITRE II : LE CADRE GEOLOGIQUE (13)

I : LES EXPLORATEURS (15)

II : LES GRANDS ANCETRES (15)

III : LA PERIODE MODERNE (17)

IV : LA PERIODE CONTEMPORAINE (24)

- A) Les grandes unités tectoniques (24)
- B) Le problème de l'articulation entre zones externes et zones internes (30)

## CHAPITRE III : LE TRIAS (35)

- I : INTRODUCTION (35)
  - A) Conventions stratigraphiques [37]
  - B) Historique (37)
  - C) Divisions et faciès (37),

## II : LE TRIAS PREBETIQUE (40)

- A) Une coupe d'ensemble du Trias prébétique à 800 m au SSW des Cortijos de Collado Verde (40)
- B) Autres affleurements fossilifères de Trias prébétique (42)
  - 1) Arroyo Frio (42)
  - 2) Torre del Vinagre (42)
  - 3) Rio Aguamulas (42)
  - 4) Arroyo de Guabras (42)
- C) Le problème de la base des séries triasiques (44)
- D) La faune et l'âge des niveaux à Lamellibranches (44)
- E) Les niveaux de transition Trias-Lias (Rhétien ?) (48)
- F) Les minéralisations du Trias (48)
- G) Remarques paléontologiques sur les Myophories du Haut Guadalquivir (Myophoria kiliani M.SCHMIDT = ? M.inaequicostata v. KLIPSTEIN)

  (50)

## III : LE TRIAS ALLOCHTONE (52)

- A) Impossibilité fréquente d'attribuer tel où tel affleurement de Tries à la série stratigraphique d'une unité tectonique particu-lière (52)
- B) Les vallées du Guadiana menor et du Guadalentin (53)
- C) Les lambeaux de Peal de Becerro au WN de Quesada et au N de Toya (54)
- D) Le Trias apparaissant sous les masses charriées subbétiques entre Pozo-Alcón et la Sierra Sagra (56)
- E) Le Trias apparaissant au sein du Subbétique (57)
- F) Conclusions (57)

#### IV : CONCLUSIONS SUR LE TRIAS (58)

- A) Le Trias prébétique (58)
  - 1) Le Prébétique externe (58)
  - 2) Le Prébétique interne (58)
- B) Le Trias subbétique (60)

#### CHAPITRE IV : LE JURASSIQUE (61)

I : CONVENTIONS STRATIGRAPHIQUES (63)

#### II : LE JURASSIQUE DU PREBETIQUE ET DES UNITES INTÉRMEDIAIRES (67)

- mission (67) case a deliberage
  - 1) Historique (67)
  - 2) Divisions et faciès (67) (1) (1) (1)
  - B) Le Prébétique externe (69)
  - 1) Du Lias au Kimméridgien (89)

    - b) La masse carbonatée essentiellement dolomitique (69)
      - b.1) Coupe de la Cañada de la Coscoja (70)
      - b.2) Coupe à l'E du Puerto Lorente (72)
      - b.3) Interprétation des deux coupes précédentes (74)
    - c) Les calcaires blancs (74)
    - d) Les calcaires noduleux de l'Oxfordien supérieur (zone à Gregoryceras transversarium) (75)
      - d.1) Généralités et recherches antérieures (75)
        - d.2) Nord de la Ermita de Monte Sion (78)
        - d.3) 450 m à 1'Ouest de la Fuente del Tejo (78)
      - d.4) 1.1 km au SW du Sacejo (Parador nacional del Adelantado) (79)
      - d.5) 1 km au NE de Borrunchel (80)
      - d.6) La Torquilla (80)
      - d.7) Pantano del Tranco (80)
      - d.8) Est de Segura de la Sierra (81)
    - e) Les marno-calcaires lités (81)
      - e.1) Généralités et recherches antérieures (81)
      - e.2) à 500 m au SE de la maison forestière du Chorro (82)
      - e.3) 450 mall Ouest de la Fuente del Tejo (83)
      - e.4) 500 m au SSE de la Ermita de Monte Sion (83)
    - 2) Du Kimméridgien p.p. au Portlandien
      - a) Distribution des affleurements et répartition des faciès (84)
      - b) Les collines de Chilluevar (85)
      - c) La Sierra de Cazorla (85)
        - c.1) Partie occidentale (85)
        - c.2) Partie orientale (85)

- c.2.1) Parador nacional del Adelantado (El Sacejo) (85)
  c.2.2) Flanc ouest du synclinal des sources du Guadalquivir (88)
- d) La Sierra del Pozo (93)
  - d.1) Flanc est du synclinal des sources du Guadalquivir (93)
  - d.2) Coupe à 1'E du synclinal des sources du Guadalquivir (96)

Contract Burner Victor

- d.3) Coupe du pied sud-ouest du Cabañas (96) 💠
- e) Sierras de Castril et Sierra Seca (97)
- C) Prébétique interne (98) plumbas di se en dei et la
  - 1) Généralités (98) es esgál egyétő és kölye éske
  - 2) Sud de Cuenca (98) vis subjects de la company de la com
  - 3) Le Cerro del Peñon (98)2%; entre del rue delle del
- D) Le Jurassique des unités intermédiaires (100)
  - 1) Introduction (100) and appropriate
  - 2) Le Jurassique de l'unité de la Rambla de la Olivilla (104)
    - a) La Rambla de la Olivilla (104)
    - b) Le Barranco del Pedernal (104)

## III : LE JURASSIQUE SUBBETIQUE (107) AND LES POR LES DE FONS

- A) Introduction (107)
  - 1) Historique (107)
  - 2) Les faciès (109)
    - a) Répartition des faciès (109)
    - b) Les niveaux rouges (110)
- B) Le Lias inférieur (110)
  - 1) Introduction (110)
  - 2) Coupe de la Sierra Sagra (110)
  - 3) Coupe de la Sierra del Muerto (112)
  - 4) Coupe du Cortijo del Doctor (114)
- C) Le Lias moyen (114)
- 1) Introduction (114)
  - 2) Coupe du Barranco de la Cueva del Agua (114)
  - 3) Barranco de la Mala mujer (124)
  - 4) Cortijo de la Escopeta (124)
  - 5) Cortijo Cayetana (124)

- 6) Loma del Perro (124)
- 7) Sierra de Monceyo (124)
- 8) Sierra del Muerto (126)
- 9) Sierra Sagra (126)
- 10) Collado Moril (128)
- 11) Camino de la Cuesta de Amorox (128).
- 12) Sierra de la Encantada (128)
- 13) Cortijo del Doctor (129)
- 14) Collado Blando (129) 11 A managaraga a magazaraga ang managaraga ang
- D) Du Lias supérieur au Malm (130)
  - 1) Introduction (130)
  - 2) Type à Jurassique moyen-supérieur épais (130)
  - :n a) Coupe du Ravin du Cortijo Cayetana (130)
    - b) Coupe de Puente Duda: (138)
    - c) Coupe du Barranco de las Azadillas (139)
  - 3) Type à Jurassique moyen-supérieur mince (139)
  - (139) Coupe à l'Ouest de Campofique (139)
  - b) Coupe du Cortijo de Mazagran (142)
    - c) Coupe à 600 m à l'WSW du Cortijo Viejo de la Monja (152)
    - d) Coupe à 600 m au S-10°W du Cortijo Viejo de la Monja (152)
    - e) Coupe à 1,3 km au NNE de Marmolance (152)
    - f) Coupe du Barranco de la Mala Mujer (154)
    - g) Coupe au pied de l'Ermitage de la Virgen de la Cabeza (154)
    - h) Coupe à 600 m au SSW de l'Ermitage de la Virgen de la Cabeza (160)
    - i) Coupe de la Cueva del Campillo (162)
    - j) Coupe près du Cortijo las Bermejales (162)
    - k) Coupe au NW de la Sierra del Muerto (162)
    - 1) Autres gisements ayant fourni des faunes allant du Lias supérieur au Tithonique (166)
      - 1.1) Gisements du Lias supérieur et du Dogger (466)
        - 1.1.1) Cortijo Herrario (166)
    - (167) Cortifo del Doctor (167)
      - 1.1.3) Collado Blanco (167)

- 1.1.4) Cortijo de la Escopeta (167)
- 1.1.5) Las Almontaras (168)
- 1.2) Gisements kimméridgiens (168)
  - 1.2.1) Sierra Sagra (168)
  - 1.2.2) Chemin de Huéscar à San Clemente (170)
- 1.3) Autres gisements tithoniques (170)
  - 1.3.1) Cortijo Nuevo (170)
  - 1.3.2.) E de San Clemente (170)

## IV : CONCLUSIONS SUR LE JURASSIQUE (171)

- A) Le Jurassique prébétique (171)
  - 1) Prébétique externe (171)
  - 2) Prébétique interne (174)
- B) Le Jurassique des unités intermédiaires (Ramble de la Olivilla (175)
- C) Le Jurassique subbétique (175)
  - 1) Les formations stratigraphiques (175)
  - 2) Les niveaux rouges (187) present a first track of the first first
  - 3) Comparaison avec le Jurassique de la région de Cehegin (188)
- D) Essai de paléogéographie du Jurassique et répartition des faciès (188)

## CHAPITRE V : LE CRETACE (197)

- I : CONVENTIONS STRATIGRAPHIQUES (199)
- II : LE CRETACE DU PREBETIQUE ET DES UNITES INTERMEDIAIRES (202)
  - A) Introduction (202)
    - 1) Historique (202)
    - 2) Divisions et faciès (203)
    - B) Le Prébétique externe (204)
      - 1) Les collines de Chilluevar (204)
        - a) La formation ferrugineuse (204)
        - b) La formation des sables dolomitiques (208)
      - 2) La Sierra de Cazorla (208)
        - a) Les marnes à pisolithes ferrugineux (208)
          - a.1) Composition et âge de ces formations (208)
          - a.2) Pied nord-ouest de l'Albardas (209)

- a.3) Fuente del Tejo (211)
- a.4) Cortijo de Majuela (211)
- a.5) E du Puerto Lorente (211)
  - a.6) N-NE du Rayal (212)
- b) Le Crétacé inférieur dolomitique (212)
  - b.1) Généralités (212)
    - b.2) Partie septentrionale (212)
    - b.3) Partie médiane (environs de Cazorla) (214)
      - b.3.1) Loma del Castillo (214)
        - b.3.2) Ermita de Monte Sion (214)
        - b.3.3.) Versant oriental: synclinal des sources du Guadalquivir (218)
      - b.4) Partie méridionale (218)
- 3) La Sierra del Pozo (219)
  - a) Situation des affleurements (219)
  - b) Faciès (219)
  - c) Affleurements occidentaux (222)
    - c.1) Vadillo de Castril (222)
    - c.2) Sources du Guadalquivir (222)
    - c.3) La région de Tiscar (223)
  - d) Affleurements centraux (223)
    - d.1) Partie septentrionale (Arroyo Frio) (223)
    - d.2) Partie médiane (223)
      - d.2.1.) Maison forestière de Los Collados (224)
      - d.2.2.) Coupe près de la Nava del Espino (224)
      - d.2.3.) Les couches à <u>A.leviathan</u> au NE des sources du Guadalquivir (Maison forestière de Gualay) (228)
      - d.2.4.) Les calcarénites blanches du massif du Calar (228)
    - d.3) Partie méridionale (234)
      - d.3.1.) Versant quest du Cabañas (234)
      - d.3.2.) Route de El Escalón (235)
        - d.3.3.) Route de Pozo-Alcón à Tiscar, km 52 (235)

- e) Affleurements orientaux (236)
  - e.1) Répartition des affleurements (236)
  - e.2) Synclinal des sources du Guadornillos (240)
    - e.2.1) N du Calarilla (240)
    - e.2.2) Versant ouest du Calarilla (240)
    - e.2.3) Col séparant l'Arroyo de Valdecuevas de l'Arroyo de Guadornillos (243)
- e.3) Flanc ouest-nord-ouest du synclinal du Guadalentin (243)
  - e.3.1) Coupe de la cluse du Rio Borosa (243)
  - e.3.2) SE du Calarilla (245)
- th as the second to the second et se du Cabañas (245)
  - f) Tentative de corrélation des couches rapportées au Néocomien dans la Sierra del Pozo (248)
  - 4) La Sierra de Quesada (251)
    - a) Situation des affleurements (251)
    - b) Répartition des faciès (254)
    - c) Anticlinaux de la Magdalena et du Cerro de Vitar (254)
    - d) Anticlinal du Barranco del Tizón (254)
    - e) Anticlinal du Caballo de Quesada (255)
  - 5) Les Sierras de Castril et le Cerro de Las Disputas (255)
    - a) Situation des affleurements (255)
    - b) Répartition des faciès (255)
    - c) Anticlinal de Los Arenales (255)
    - c.1) De Los Arenales à la Nava de Pablo (255)
  - c.2) Cuerda Lastonera (256)
  - c.3) Camino de los Almizaranes (ou Almiceranes) (263)
    - d) Anticlinal du Buitre (263)
      - d.1) Barranco Seco (263)
      - d.2) Barranco Morcillo (263)
        - e) Cerro de las Disputas (264)
        - f) Peralta (264)
      - 6) La Sierra Seca (N de la Hoya de Ortiz) (265)
        - a) Situation des affleurements; faciès (265)
        - b) Coupe près du Cortijo de Valdepalacios (265)

- c) Versant sud-est de la Sierra Seca dans la région du Cjo de la Losa (266)
- d) Coupe du versant sud-est de la Sierra Seca dans le Barranco Cánovas (271)
- e) Coupe dans les Barrancos de Las Canalejas et du Garbanzal (271)
- C) Le Prébétique interne et les unités intermédiaires (276)
  - 1) La prolongation de la Sierra Seca au S de la Hoya de Ortiz (276)
    - a) Répartition des affleurements, faciès (276)
    - b) Le Crétacé au NW de Castril (276)
    - c) Le Crétacé au SW de Castril (277)
    - d) Les flyschs crétaces à l'E et au S de Castril (284)
  - 2) Le Crétacé de la région de Cuenca (285)
  - 3) La vallée du Rio Guadalentin (286)
  - 4) Unités intermédiaires (286)
    - a) Le Crétacé aux environs de l'Ermita de las Santas (286)
      - b) Le Crétacé au SE de la Sierra de Moncayo (287)
      - c) Le Crétacé de la Rambla de la Olivilla (293)

## III : LE CRETACE SUBBETIQUE (294)

- A) Introduction (294)
  - 1) Historique (294)
  - 2) Divisions et faciès (294)
- B) Régions externes comportant des niveaux sableux dans le Crétacé inférieur (295)
  - 1) Coupes à la sortie sud-est de San Clemente (295)
  - 2) Coupes dans le Rio Guardal et son affluent, le Barranco de la Mala Mujer (299)
  - 3) Le Crétacé dans le ravin du Cortijo La Carranza (303)
  - 4) Le Crétacé du Barranco de las Azadillas (303)
- C) Régions plus internes ne comportant pas de niveaux sableux dans le Crétacé inférieur (307)
  - 1) 1,5 km au NNE de Marmolance (307)
  - 2) Environs de l'Ermitage de la Virgen de la Cabeza (309)
  - 3) Bord nord-est de la Sierra de Marmolance (311)

- 4) Chemin de Huéscar à San Clemente (315)
- 5) Pied sud-ouest de la Trompeta (317)
- 6) Cortijo La Carranza (320)
- 7) 500 m au NW du Pelón de Jerquera (322)
- 8) Campofique (323)
- 9) Le Néocrétacé au S du massif de la Sagra (324)
  - a) S de la Sierra de Moncayo (326)
  - b) S du Collado Moril (326)
- D) Le Subbétique de Toya (326)
- IV : CONCLUSIONS SUR LE CRETACE (328)
  - A) Le Prébétique externe (328)
    - 1) Les collines de Chilluevar (328)
    - 2) La Sierra de Cazorla (329)
    - 3) La Sierra del Pozo (329)
      - a) Parties occidentale et médiane (332)
      - b) Partie orientale (332)
    - 4) Les Sierras de Castril (333)
    - 5) La Sierra Seca (333)
  - B) Le Prébétique interne et les unités intermédiaires (334)
    - 1) La prolongation de la Sierra Seca au S de la Hoya de Ortiz (334)
    - 2) Substratum de la Sierra Sagra, vallée du Rio Guadalentin et région de Cuença (335)
    - 3) Le Crétacé de la Rambla de la Olivilla (335)/
  - C) Le Subbétique (335)
    - 1) Régions externes comportant des niveaux sableux dans le Crétacé inférieur (335)
    - 2) Régions plus internes ne montrant pas de niveaux sableux dans le Crétacé inférieur (336)
    - 3) Subbétique de Toya (336)

## CHAPITRE VI : LE TERTIAIRE ET LE QUATERNAIRE (345)

- I: INTRODUCTION (347)
  - A) Historique (347)

- B) Divisions et faciès (348)
- C) Conventions stratigraphiques (349)
- II : L'EOCENE PREBETIQUE (351)
  - A) Eocène à dominance calcaire (351)
    - 1) Cuerda de las Charcas (351)
    - 2) Barranco Seco (351)
    - 3) Cerro Alto (354)
    - 4) Peña de Quesada (354)
  - B) Eccène à dominance marneuse (354)
    - 1) Coupe du Cortijo La Retamosa (354)
    - 2) Barranco del Chorreador (361)
    - 3) Région de Castril (362)
    - 4) Barranco Cánovas (362)
  - C) Le passage latéral entre Eocène à dominance calcaire et Eocène à dominance marneuse (362)
  - D) Conclusion sur l'Eccène prébétique (364)
- III : LE MIOCENE MARIN AUTOCHTONE (ANTERIÈUR OU POSTERIEUR AUX NAPPES) (366)
  - A) Répartition et faciès (366)
  - B) Le Miocène de la dépression du Moyen Guadalquivir (366)
    - 1) Environs du Gato (366)
    - 2) La Loma de Ubeda (368)
    - 3) La colline d'Iznatoraf (370)
    - 4) Le Miocène au pied de la Sierra de Cazorla (374)
  - C) Les rapports entre le Miocène marin autochtone et les formations allochtones entre Cazorla et Larva (375)
    - 1) Les terrains miocèmes sous les formations charriées (375)
      - a) Fenêtres de la vallée du Guadiana Menor et de la Sierra de Toya (375)
      - b) Cortijo del Moralejo (375)
      - c) Cerro Alto (375)
    - 2) Le Miocène post-tectonique du Guadiana Menor (376)
      - a) Picos del Guadiana (376)
      - b) Larva (377)
      - c) Hinojares (377)

- d) Sierra de Toya (377)
- e) Vallée du Guadalentin (378)
- 3) Les olistolithes de la région de Belerda (378)
- D) Le Miocène prébétique entre Chilluevar et la Sierra Seca (379)
  - 1) Cortijo del Robledo (379)
  - 2) Collines de Chilluevar (380)
  - 3) Arroyo de Majuela (380)
  - 4) Les synclinaux à coeur de Miocène entre la Sierra de Cazorla et la Sierra Seca (382)
  - 5) Cuerda de las Charcas (382)
- E) Le Miocène prébétique au SE et au S de la Sierra Seca (384)
  - 1) Cortijo de San José (384)
  - 2) Cortijo del Garbanzal (386)
  - 3) Environs de Castril (386)
  - 4) El Almicerán (388)
  - 5) Cerro de las Disputas (388)
  - 6) Région du Talayón (388)

#### IV : LE TERTIAIRE CHARRIE (391)

- A) Prébétique interne entraîné sous le Subbétique de Huéscar (391)
- B) Unité de la Rambla de la Olivilla (392)
- C) Le Tertiaire des régions externes du Subbétique de Huéscar (392)
  - 1) Ravin au SSE du Cortijo La Carranza (392)
  - 2) Coupe du Rio Guardal (393)
- D) Le Tertiaire des régions plus internes du Subbétique de Huéscar (393)
  - 1) La Sierra de Marmolance (393)
  - 2) Le Tertiaire de la cote 1257 au N de Campofique (400)
  - 3) Le Tertiaire au S du Collado Moril (401)
  - 4) Autres affleurements de Tertiaire de cette région (402)
- E) Le Tertiaire du lambeau de Peal de Becerro (402)
  - 1) Paléocène (402)
  - 2) Eccène inférieur et moyen (402)
  - 3) Eocène moyen-supérieur (404)
  - 4) Le Mincène (404)

- V : LE BASSIN DE CASTILLEJAR-BAZA (407)
  - A) La formation de Guadix (407)
  - B) La formation de Baza (410)
- VI : CONCLUSIONS SUR LE TERTIAIRE (411)
  - A) L'Eocène autochtone (411)
  - B) L'Eocène charrié (411)
    - 1) Unité de la Rambla de la Olivilla (411)
    - 2) Le Subbétique de Toya (411)
    - 3) Le Subbétique de Huéscar (412)
      - a) Marge externe (412)
      - b) Régions plus internes (412)
  - C) L'Oligocène (412)
  - D) Le Miocène (412)
    - 1) Les terrains autochtones (412)
    - 2) Les terrains allochtones (413)
- VII : LE QUATERNAIRE ET L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE (416)
  - A) La surface d'érosion des Torcas de Cueva Humosa (416)
  - B) Les éboulis de la Sierra de Marmolance (416)
  - C) Le pédiment des Llanos de Cortes (420)
  - D) Autres surfaces morphologiques (422)
  - E) Les masses éboulées de Belerda (424)
  - F) Résumé de l'évolution morphologique (424)

TOME II

## DEUXIEME PARTIE : ETUDE STRUCTURALE

#### CHAPITRE VII: LE PREBETIQUE (429)

- I : LES COLLINES DE CHILLUEVAR (431)
  - A) La vallée du Rio de Cañamares (431)
  - B) L'ennoiement vers le Sud de l'anticlinorium des collines de Chilluevar (436)

- C) Les prolongations vers le Nord (438)
- D) Conclusion (438)
- II : LA SIERRA DE CAZORLA (440)
  - A) Le faisceau de Cazorla (440)
  - B) Le faisceau du Chorro (444)
  - C) Le faisceau du Gilillo (451)
    - 1) Partie septentrionale (451)
    - 2) Partie moyenne (455)
    - 3) Partie méridionale (455)
  - D) Le faisceau du Viñuela (455)
    - 1) Depuis la limite nord de la feuille de Cazorla jusqu'au parallèle du Viñuela (456)
      - a) Bande occidentale (456)
      - b) Bande centrale (459)
      - c) Bande orientale (459)
        - c.1) Synclinal occidental (459)
          - c.2) Synclinal oriental (460)
      - d) La faille de l'Albardas (460)
    - 2) Du Viñuela à la latitude du Gilillo (463)
    - 3) Au S de la latitude du Gilillo (466)
- III : LA DEPRESSION DU HAUT GUADALQUIVIR AU NE DU VIÑUELA (466)
  - IV : LA SIERRA DEL POZO (475)
    - A) Partie septentrionale (475)
    - B) Partie méridionale (476)
  - V : LES SIERRAS DE CASTRIL ET LEURS PROLONGEMENTS VERS LE S (479)
    - A) Anticlinal de Los Arenales (479)
    - B) Synclinal de El Almicerán (479)
    - C) Anticlinal du Buitre (480)
    - D) Le dôme du Cerro de Las Disputas (481)
    - E) Le dôme de Peralta (481)
  - VI : LE SYNCLINAL DU CORTIJO DE LAS PALOMAS (482)
    - A) Au N de la latitude de La Empanada (482)
    - B) De la latitude de La Empanada à celle de Castril (482)

- C) Dépression de l'Arroyo Trillo (484)
- VII : LA SIERRA SECA (487)
  - A) La Cuerda de las Charcas (487)
  - B) La Sierra Seca au NE de la Machada
  - C) Le décrochement de la Cuerda de las Charcas (488)
  - D) La Sierra Seca, de la Machada au Moro (488)
- VIII : LE PROLONGEMENT DE LA SIERRA SECA AUX ENVIRONS DE CASTRIL, DE LA HOYA DE ORTIZ AU CERRO DEL PEÑON (491)
  - A) L'anticlinal occidental (492)
  - B) L'anticlinal du Cerro del Peñon (493)
  - C) Le synclinal de Castril (493)
  - D) La région plissée située à l'E du synclinal de Castril (495)
  - IX : LA SIERRA DE QUESADA (497)
    - A) Anticlinaux de la Magdalena et du Cerro de Vitar (497)
    - B) Anticlinal du Barranco del Tizón (499)
    - C) Anticlinal du Caballo de Quesada (499)
    - X : LE CERRO ALTO (499)
  - XI : REGION DE CUENCA (503)
- XII : LA VALLEE DU RIO GUADALENTIN (503)
- XIII : LE DECROCHEMENT DE TISCAR (504)
  - A) Historique (504)
  - B) Allure de l'accident de Tiscar (508)
  - C) Les faciès de part et d'autre de l'accident (508)
  - D) Les plis de part et d'autre de l'accident de Tiscar (510)
  - E) Quelques caractères du décrochement de Tiscar; son prolongement vers l'E (511)
- XIV : CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE DE LA ZONE PREBETIQUE (514)

#### CHAPITRE VIII: LES UNITES INTERMEDIAIRES (517)

- I : DEFINITION HISTORIQUE (519)
- II : L'UNITE INTERMEDIAIRE DE LA RAMBLA DE LA OLIVILLA (519)
- III : LES UNITES INTERMEDIAIRES SOUS LE SUBBETIQUE DE HUÉSCAR (521) -
  - A) De Las Almontaras à San Clemente (523)

- B) Entre San Clemente et la Sierra de Moncayo (523)
- C) Sous la Sierra Sagra (524)
- IV : CONCLUSIONS (528)

## CHAPITRE IX : LE SUBBETIQUE (531)

- I: INTRODUCTION (533)
- II : LE SUBBETIQUE DE TOYA (533)
  - A) Le lobe de Peal de Becerro et les lambeaux de la plaine du Moyen Guadalquivir (533)
  - B) La Sierra de Toya et ses abords (537)
  - C) La dépression de Trias du Guadiana Menor (539)
  - D) L'origine du Trias du Guadiana Menor (539)
  - E) Le Miocène post-tectonique du Guadiana Menor (540)
- III : LE SUBBETIQUE DE HUESCAR (541)
  - A) Le chevauchement du Subbétique (541)
  - B) La Sierra de Duda et ses abords (543)
  - C) La région située à 1'E de San Clemente (545)
  - D) La Sierra de Moncayo et ses abords (551)
  - E) La cote 1257 au N de Campofique (551)
  - F) La Sierra Sagra (552)
  - G) Les contreforts méridionaux de la Sierra Sagra, le Collado Moril (552)
  - H) Le synclinal de Marmolance (556)
  - I) Les montagnes de Huéscar (557)
    - 1) L'alignement de la Sierra del Muerto (557)
    - 2) L'alignement du Cerro de Perico Ruiz (557)
  - J) L'unité subbétique du Pelon de Jerquera (558)
  - IV : CONCLUSIONS SUR LE SUBBETIQUE (559)
    - A) Réalité et ampleur du chevauchement (559)
    - B) Le problème du Trias du Guadiana Menor (560)
    - C) L'absence du Jurassique et du Crétacé inférieur dans le Subbétique de Toya (561)
    - D) Les plis du Subbétique affectent-ils son substratum ? (562)

CHAPITRE X: CONCLUSIONS GENERALES (565)

I : RAPPORTS ENTRE LES DIFFERENTES UNITES (567)

II : LE DIAPIRISME ANCIEN DU KEUPER (570)

III : RESUME DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DES REGIONS ETUDIEES (570)

IV : LE MECANISME DES MOUVEMENTS (576)

APPENDICE : Critique des publications de l'auteur portant sur le sujet de cette thèse (579)

RESUME (583)

BIBLIOGRAPHIE (587)

TABLE DES FIGURES (609)

TABLE DES MATIERES (617)



#### ERRATA

```
page 15, ligne 21 et 22 : au lieu de : D.de Cortazar y Pato, lire : D. de Cortazar et
                     M. Pato.
p. 19, légende de la fig. 3 : ajouter : et les chiffres, l'ordre chronologique des
                     mouvements tangentiels.
p. 21, 1. 8: remplacer 1917 par 1927b.
p. 21, 1. 24: remplacer 1927 par 1926-27.
p. 37, 1. 20 : au lieu de : 1921-1934, lire : 1930-1934.
p. 42 : à la fin de la page, ajouter le texte suivant : del Tobar, vers le km 3 de la
                     route du Tranco à Hornos, on rencontre encore les mêmes calcaires
                     en plaquettes à pistes et Lamellibranches avec (n° F8.59) :
                           Myophoria cf. kiliani M. SCHMIDT
                           Placunopsis cf. flabellum M. SCHMIDT
                           Velopecten alberti GOLDF.
p. 45, 1. 23 : au lieu de : 1950-1960, lire : 1959-1960.
p. 79, 1. 9: au lieu de : birmensdorfis, lire : birmensdorfensis.
p. 79, 1. 10: au lieu de:trichophorus, lire: trichoplocus.
p. 79, 1. 19 : au lieu de : Larchenia, lire : Larcheria.
p. 79, 1. 21: au lieu de: externnodotum, lire: externnodosum.
p. 85, 1. 11 et 12 : au lieu de : orientale, lire : occidentale.
p. 85, 1. 15 : au lieu de : occidentale, lire : orientale.
p. 88, 1. 19 : au lieu de : Quesada-Pozo Alcon, lire : Cazorla-Pozo Alcon.
p. 93, 1. 30 : après : voir fig., ajouter : 16.
p. 94, 1. 20 : au lieu de : Feurtilli, lire : Feurtilla.
p. 96, 1. 38 : supprimer : bas des.
p. 97, 1. 1: au lieu de : sommet des couches 3b, lire : des couches 3c.
p. 105, 1. 16: au lieu de: 174.62: lire 174.64.
p. 137, 1. 18 : au lieu de : SCHNELD, lire : SCHNEID.
p. 142, 1. 15: au lieu de : Sowerby, lire : Sowerbyi.
p. 156, tableau : en regard des échantillons 244.64 à 246.64, lire : Tithonique sup.
p. 170, 1. 3 : après : fig., ajouter : 99.
p. 170, 1. 32 : au lieu de : volaneuse, lire : volanense.
p. 170, 1. 33 : au lieu de : Perisosphinctes, lire : Perisphinctes.
p. 195, 1. 27 : au lieu de : G.W. Veen, lire : G.W. Van Veen.
p. 222, 1. 25 : au lieu de : Gadalquivir, lire : Guadalquivir.
p. 236, 1. 18 : au lieu de : ma, lire : la.
p. 237, 1. 2 : après : le km 52, ajouter : de la route Tiscar-Pozo Alcon.
p. 243, 1. 13 : au lieu de : 6, lire : 7.
p. 287, 1. 16 : au lieu de : 137.62, lire : 137.60.
p. 289 : à la fin de la légende, ajouter : 7) Dolomies liasiques subbétiques.
p. 315, 1. 20 : au lieu de : fig. 98, lire : fig. 99.
p. 347 : ajouter à la note infrapaginale : le nombreuses Nummulites et Orthophragmines
                     qu'on y trouve avaient fait l'objet d'une Note de M. Ruiz de Gaona
(1949).
p. 357, 1. 4 : au lieu de : e<sup>3</sup>, lire : e<sup>3a</sup>.
p. 358, 1. 16 : au lieu de : M62.60, lire : M72.60.
```

```
p. 378, 1. 16 : au lieu de c), lire : e).
p. 393, 1. 23 : au lieu de : au SE, lire:à l'ENE.
p. 403 et p. 405 : les coupes correspondant aux figures 127 et 128 ont été interverties.
p. 448, 1. 17 : au lieu de : de, lire : du.
p. 454, fig. 151 : ajouter à la légende, entre j et c : j : calcaires portlandiens.
p. 477, 1. 38 : au lieu de : Besançon, lire : Pontarlier.
p. 486, fig. 167 : au lieu de : Cjo Canovas, lire : Cjo Carrascal.
```

p. 556, ligne 13 : au lieu de : J), lire : H).

UNIVERSITÉ DE PARIS VI

U. E. R. DES SCIENCES DE LA TERRE

DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE STRUCTURALE