



IGME

953

25-38

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LORCA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LORCA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la Empresa Nacional Adaro, de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

Cartografía: W. Kampschuur, C. W. Langenberg, J. A. Espejo, A. Crespo, R. Pignatelli.

Memoria: C. G. Egeler, H. E. Rondeel, R. Pignatelli.

Micropaleontología: C. Martínez, E. Perconig.

Macropaleontología: T. del Pan.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestra y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones — Doctor Fleming 7 — Madrid-16

Depósito Legal: M - 43368—1981

Imprime ADOSA — Príncipe de Vergara 210 — Madrid-2

1 INTRODUCCION

La compleja historia geológica que ha sufrido esta región ha dado lugar a la presencia, en la Hoja de Lorca, de un variado cuadro litostratigráfico.

Están representadas unidades del Bético Interno en la Sierra de Espuña, en la Sierra de las Estancias y en la Sierra de la Tercia; en el ángulo NO. de la Hoja afloran sedimentos del Subbético. El resto de la Hoja está ocupado por sedimentos del Mioceno Superior (el Mioceno Medio está precariamente representado), y el Cuaternario se extiende ampliamente por el valle del Guadalentín.

La cartografía geológica fue realizada por W. Kampschuur y C. W. Langenberg en la Sierra de Espuña; Langenberg también cartografió el Bético de la Sierra de la Tercia; J. A. Espejo se ocupó del Subbético del NO., y A. Crespo y R. Pignatelli se dedicaron al estudio del Bético de la Sierra de las Estancias, el Mioceno Superior y a la coordinación del conjunto de los trabajos citados, así como a la redacción de la presente Memoria. Colaboraron, además, C. G. Egeler y H. E. Rondeel en la elaboración y adaptación de los informes correspondientes al estudio del Bético de las Sierras de Espuña y de la Tercia.

En esta Hoja aparecen representados los complejos Maláguide y Alpujárride, dos de los cuatro grandes conjuntos estructurales que se distinguen en la parte oriental de la Zona Bética, parte interna de las Cordilleras Béticas, de acuerdo con el trabajo de síntesis de Egeler y Simon, publicado

en 1969, en el que se dan las líneas generales de esta zona. En efecto, en la parte oriental de la Zona Bética se distinguen cuatro unidades tectónicas mayores que, de abajo a arriba, son: 1) complejo Nevado-Filábride; 2) complejo Ballabona-Cucharón; 3) complejo Alpujárride, y 4) complejo Maláguide.

No aparecen expuestas en el ámbito de esta Hoja las relaciones existentes entre Bético Interno y Subbético.

Desde la época del emplazamiento de los grandes complejos de mantos apilados, la zona ha sufrido una serie de movimientos tectónicos, erosión, transgresiones marinas en el Mioceno, etc., que han determinado la compleja evolución geológica regional.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 UNIDADES BÉTICAS

Puesto que todas las formaciones béticas que aparecen en la Hoja se atribuyen a edades que van del Devónico al Triásico, aunque tal vez también se halle representado hasta el Precámbrico en la Sierra de la Tercia, y los criterios de distinción entre las distintas unidades son estructurales y litológicos, y no hay una relación expresa entre las que aparecen en los tres enclaves citados (Sierra de Espuña, Sierra de la Tercia y Sierra de las Estancias), parece más adecuado describirlas separadamente y agrupándolas de acuerdo con las unidades orográficas en las que se encuentran.

2.1.1 SIERRA DE ESPUÑA

La Sierra de Espuña, parte de la cual ocupa el extremo NE. de esta Hoja, es, en su sentido geológico, el área montañosa de rocas paleozoicas y mesozoicas comprendida entre el río de Pliego, en el NO., y los pueblos de El Berro, Alhama de Murcia, Totana y Aledo. Está compuesta por cierto número de unidades tectónicas cabalgantes; las inferiores contienen principalmente material Permotriásico y Triásico, y ocupan la parte S. de la Sierra, especialmente el área S. del río Espuña. Están extensamente representadas en esta Hoja, así como en las adyacentes de Alcantarilla y Totana. Las unidades superiores consisten en Jurásico, Cretácico y Terciario, además de Triásico y Permo-Triásico. Las rocas jurásicas forman las altas cumbres de la Sierra de Espuña, al N. del río Espuña, y sólo aparecen en el extremo occidental de la Sierra en esta Hoja.

Las unidades tectónicas que se han distinguido son, de arriba a abajo: Morrón de Totana, Atalaya, Morrón Largo, Santa-Yéchar, Los Guillemos y Los Molinos.

Siguiendo el esquema mencionado de la Zona Bética, las unidades de

Los Molinos y Los Guillemos se refieren al complejo Alpujárride, y las de Atalaya y Morrón de Totana, al Maláguide. La de Morrón Largo y Santa-Yéchar son de carácter intermedio, ya que el desarrollo litológico y el grado de recristalización metamórfica son de carácter transicional entre los elementos típicamente Alpujárrides y los típicamente Maláguides.

2.1.1.1 Unidad Los Molinos

Es la unidad tectónica más inferior de la Sierra de Espuña, y está restringida al área de la Rambla de Los Molinos, al SE. de Aledo. En esta unidad sólo se reconoce una formación.

2.1.1.1.1 Formación Los Molinos (P-Ta_A)

La formación consiste esencialmente en filitas azul-gris, con algunos niveles verdosos y una secuencia abigarrada de filitas y cuarcitas alternantes. Es la formación que contiene las «pizarras polvo de aluminio» de Fallot. Las cuarcitas, de un color blanco, verdoso y parduzco, localmente se hacen más importantes, constituyendo niveles de al menos 25 m. de espesor, con filitas intercaladas.

Las filitas presentan una esquistosidad perfecta que sólo muy localmente puede observarse plegada.

No puede calcularse fácilmente el espesor estratigráfico expuesto, dada la deformación y plegamiento de las rocas. Se estima que alcanza por lo menos 150 m.

Contactos.—La base de la formación no está expuesta. Las filitas están cubiertas directamente por rocas pelíticas o carbonatadas de unidades superiores.

Edad.—Dada la ausencia de fauna, sólo puede establecerse sobre la base de semejanzas litológicas y estratigráficas, con secuencias litológicas de otros lugares. La formación es correlacionable con la formación «filitas» de la unidad Cortada, Alpujárride, de la Sierra de la Tercia, y también con la formación Tonosa, distinguida por DE VRIES y ZWAAN (1967) en la secuencia Alpujárride de las Estancias.

La formación Tonosa está sobre una secuencia de filita-cuarcita, de depósitos rítmicos, incluyendo sedimentos grauváquicos, a los que se ha atribuido una edad Siluro-Devono-Carbonífera a causa de marcadas afinidades con las grauvacas paleozoicas del complejo Maláguide (DE VRIES y ZWAAN, 1967). Se piensa que el contacto inferior de la formación Tonosa representa la discordancia herciniana en el área, y de ello resulta que dicha formación puede asignarse al Permo-Triásico, ya que los carbonatos suprayacentes de la Sierra de las Estancias contienen Algas, cuya edad se atribuye al Ladi-

niense. Aparte de esto, se han encontrado fósiles en secuencias carbonatadas adpujárrides correlacionables en otros sitios de la Zona Bética (SIMON, 1963) que sugieren que la parte inferior de la secuencia carbonatada podría ser Anisiense.

En conclusión, la edad de la formación Los Molinos es probablemente Permo-Triásica.

2.1.1.2 Unidad Los Guillemos

Incluye dos formaciones que, de techo a muro, son: Los Huertos y Las Grullas. Las rocas de la unidad sólo aparecen al E. de Aledo.

2.1.1.2.1 Formación Las Grullas (P-Ta_A)

La formación consiste principalmente en pizarras rojizas púrpura y verde en alternancia con cuarcitas en bancos delgados a gruesos, de color grisáceo, verdoso y blanco. Lo más típico es que las pizarras contengan numerosas venas de cuarzo. La formación difiere característicamente de la infrayacente Los Molinos por el grado más bajo de recristalización metamórfica y por los colores rojizos y púrpura de las rocas.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto alcanza alrededor de los 75 m. La reducción tectónica es la razón de que la formación esté localmente ausente entre los carbonatos de Los Huertos y las filitas de la unidad Los Molinos.

Contactos.—El inferior es contra las filitas de la formación Los Molinos, y de naturaleza tectónica, como se evidencia por la diferencia en el grado de recristalización metamórfica de las rocas pelíticas en los lados opuestos del contacto. El superior es con la formación Los Huertos, y de naturaleza estratigráfica, aunque a menudo puede estar tectónicamente influenciado, como consecuencia de movimientos relativos entre los carbonatos competentes de Los Huertos y las rocas menos competentes de la formación Las Grullas. La formación está localmente cubierta por un klippe de rocas de la unidad Santa-Yéchar.

Edad.—Las pizarras pueden datarse por analogía con las rocas pelíticas de la formación Los Molinos. Se suponen Permo-Triásicas.

2.1.1.2.2 Formación Los Huertos (Ta_A)

La secuencia está compuesta predominantemente por carbonatos dolomíticos en bancos de gruesos a medianos, de color gris oscuro a casi negro. Las rocas son a menudo brechoides. La parte basal de la secuencia consiste en carbonatos en delgados bancos de color azulado o parduzco.

Estas rocas faltan con frecuencia, probablemente como resultado de reducción tectónica en el contacto de las formaciones Los Huertos y Las Grullas.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto es del orden de 150 m.

Contactos.—El inferior es, bien tectónico, contra la unidad Los Molinos, o bien estratigráfico, con la formación Las Grullas. El superior es tectónico, acompañado por brechas, con la formación Fontanar, de la unidad Santa-Yéchar.

Edad.—Sobre la base de correlación con secuencias de otros sitios en el dominio Alpujárride, la formación puede datarse como Triásico.

2.1.1.3 Unidad Santa-Yéchar

Esta unidad ocupa la parte SE. de la Sierra de Espuña, en una longitud de 12 km. Además aflora al N. de Aledo sobre un área de 1 km. cuadrado. Comprende dos formaciones, que, de techo a muro, son: Yéchar y Fontanar.

2.1.1.3.1 Formación Fontanar (P-Ti₁)

La secuencia está constituida por argilitas rojo púrpura, marrón rojizo y verde, por pizarras rojas y verdes, y por areniscas y cuarcitas que son principalmente marrón rojizo, pero que también aparecen en gris verdoso y blanco. Las cuarcitas están en estratos muy delgados a gruesos. Aparecen conglomerados en dos variedades: una roja, rica en cuarzo blanco, sílex negro, cuarcita parduzca, cantos de jaspe (conglomerado tipo Verrucano) y una variedad grisácea, rica en fragmentos de carbonato (conglomerado de cantos carbonáticos). Los conglomerados rojos están intercalados en la parte basal de la formación. Los de carbonatos se hallan altos en la secuencia. La parte superior de la formación contiene intercalaciones de carbonatos en finos estratos, de color amarillo a grisáceo. Las pizarras contienen ocasionalmente venillas de cuarzo paralelas a la pizarrosidad.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto se estima en unos 80 m.

Contactos.—El basal es tectónico, con los carbonatos de los Guillemos. Se observan fenómenos cataclásticos. El contacto con la formación Yéchar, suprayacente, es estratigráfico, con capas de carbonatos intercaladas en el techo de la formación Fontanar.

Edad.—Sobre la base de correlación litológica con la formación Carrasquilla, de la unidad Atalaya, y con la de Garita, de las unidades de Morrón de Totana, la formación Fontanar se atribuye al Permo-Triásico.

2.1.1.3.2 *Formación Yéchar* (Ti_A)

Consiste esencialmente en carbonatos gris oscuro o casi negro, con hábito masivo. Estratos medianos a gruesos, excepto en su parte basal, donde aparecen calizas en finos estratos. A menudo son muy brechoides. Esporádicamente aparecen concreciones de sílex marrón claro en la parte inferior.

En lámina delgada se han encontrado algunos restos orgánicos inclasificables.

La formación alcanza unos 150 m. de espesor como máximo.

Contactos.—El superior es tectónico; representa un plano de cabalgamiento en la base de la unidad Morrón Largo, cortando la estratificación de los carbonatos de Yéchar.

Edad.—Las rocas se han datado por analogía con los carbonatos de otras unidades tectónicas del área (ver unidad Atalaya). Se suponen triásicas.

2.1.1.4 **Unidad Morrón Largo**

Está extensamente expuesta en esta Hoja. Se distinguen dos formaciones: Cancari y Cervantes (de techo a muro).

2.1.1.4.1 *Formación Cervantes* (P-Ti_A)

La secuencia es muy semejante a la de la formación Fontanar. Consiste esencialmente en argilitas rojas, marrón rojizo y verde, acompañando a areniscas y cuarcitas rojas, marrones rojizos, verdes y blancas. Localmente se individualizan en el medio de la secuencia unas capas de cuarcita de unos 25 m. de espesor, blanco-amarillentas; en la secuencia alternan argilitas y cuarcitas muy estrechamente. En la parte basal de la formación aparece localmente conglomerado rojo tipo Verrucano.

Más arriba aparecen conglomerados de cantos grises de carbonatos, y en la parte superior se encuentran intercalaciones de carbonatos grises y amarillentos, y grauvacas, en finos estratos. También contienen yeso, como a 900 m. al NNO. de Casas del Algarrobo. Localmente se encuentran pizarras, que tienen una pizarrosidad poco desarrollada, con ocasionales venillas de cuarzo paralelas, como en el área de Casa del Barbas.

No se han encontrado fósiles.

El espesor alcanza unos 150 m. como máximo. Es frecuente que se adelgace en poca distancia.

Contactos.—El inferior está formado por un plano de cabalgamiento. El superior, con la formación Cancari, es de naturaleza estratigráfica. Es

gradual, pero, en su mayor parte, movimientos relativos entre las formaciones trastornaron las relaciones estratigráficas originales.

Edad.—La formación se correlaciona con la de Carrasquilla. Por tanto, se data del Permo-Triásico.

2.1.1.4.2 *Formación Cancari (Ti_A)*

La secuencia semeja mucho la de la formación Yéchar. También consiste esencialmente en carbonatos grises oscuros a casi negros, que a menudo son brechoides, en estratos medianos a gruesos, excepto para la parte inferior de la formación, en que aparecen niveles bien estratificados. La parte inferior de la secuencia ocasionalmente contiene concreciones y niveles de sílex marrón, que parecen ser indicativos de la estratificación.

Se han encontrado lamelibranchios en mal estado en la parte basal.

El espesor máximo expuesto es de 150 m. A causa de las imbricaciones, localmente alcanza gran espesor, como al NO. de Casas del Algarrobo.

Contactos.—El superior es tectónico. La formación está truncada por el plano de cabalgamiento de la base de la unidad Atalaya. El inferior es estratigráfico.

Edad.—Las rocas se datan como Triásico, por analogía con los carbonatos de la unidad Atalaya, con los que son correlacionables sobre bases litológicas.

2.1.1.5 **Unidad Atalaya**

Está representada en esta Hoja solamente en áreas restringidas de la Sierra de Espuña, situadas al N. de Santa Leocadia y, además, en el extremo NE. de la Hoja. Consta de tres formaciones, que son, de arriba a abajo: Lobos, Carrasquilla y Algarrobo.

2.1.1.5.1 *Formación Algarrobo (D-H)*

Consta de grauvacas en finos estratos, verde oliva, con carbonatos en estratos muy finos intercalados, oliva a gris. Las grauvacas a menudo presentan estratificación gradual bien desarrollada, y otros muchos rasgos propios de rocas depositadas por corrientes de turbidez, como estratificación cruzada de pequeña escala y varios tipos de sole markings; es conspicuo el loading.

En algunos estratos de grauvacas de grano fino se han encontrado restos vegetales indeterminables.

El espesor es variable. Se calcula el máximo en unos 90 m.

Contactos.—El basal es tectónico, y a esto se atribuye el acuñamiento de la formación. El contacto con la formación Carrasquilla, suprayacente, es estratigráfico. Esta relación no es indicativa de movimientos orogénicos hercínianos, ya que no se han encontrado indicios de discordancia angular.

Edad.—La falta de diagnóstico paleontológico obliga a datar la formación Algarrobo sobre la base de correlación litológica con rocas de sucesiones Maláguides de otros sitios. Estas sucesiones se suponen de edad Devono-Carbonífera (EGELER y SIMON, 1969; ROEP, 1972).

2.1.1.5.2 *Formación Carrasquilla (P-T₄)*

La secuencia consta de argilitas en color rojo claro, marrón rojizo y verde claro, y de cuarcita en estratos gruesos a laminares, rojas, marrones o blanco-amarillentas. Intercalados aparecen conglomerados de cantos de carbonatos y algunos de cuarcita, con diámetro superior a 8 cm. La parte basal de la formación, directamente sobre el techo de las grauvacas, contiene niveles de conglomerado rojo, tipo Verrucano, en que los clastos son principalmente de cuarcita, sílex, y alguno de carbonato, con diámetro superior a 6 cm. (unos 1.500 m. al N. de Casas del Algarrobo). La parte superior de la formación contiene intercalaciones amarillas y grises de carbonatos.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto es del orden de 150 m.

Contactos.—El inferior es principalmente tectónico, ya que la formación Algarrobo está perdida en su mayor parte, y la formación Carrasquilla está en contacto directo con los carbonatos de la formación Cancari. El superior es estratigráfico, aunque a menudo puede estar trastornado.

Edad.—Sobre la base de correlación litológica, la edad de la formación puede compararse con la de Garita de la unidad Morrón de Totana, situada bajo rocas liásicas. Puesto que, además, la formación Carrasquilla yace sobre el techo de las grauvacas del Algarrobo, cuya edad deducida es Devono-Carbonífera, puede datarse como Permo-Triásico.

2.1.1.5.3 *Formación Lobos (T₄)*

La secuencia consiste en carbonatos gris a gris oscuro, en estratos muy finos a medianos, que contiene sílex en su parte inferior.

Una lámina de la parte superior de la formación reveló la presencia de algunos restos orgánicos de origen indeterminable.

El espesor máximo expuesto alcanza los 200 m.

Contactos.—El inferior es de naturaleza estratigráfica. El superior es tectónico, contra las rocas de las unidades de Morrón de Totana.

Edad.—La formación es correlacionable con la formación Leiva y, por tanto, se considera de edad Triásica.

2.1.1.6 Unidad de Morrón de Totana

Sólo una pequeña parte de las unidades de Morrón de Totana aparece en esta Hoja, en el área de Los Albaricoqueros. Las unidades constan de tres formaciones pre-Jurásicas, de las cuales sólo dos están presentes en la Hoja (de techo a muro): Leiva y Garita.

2.1.1.6.1 Formación Garita (P-T_A)

La secuencia es casi idéntica a la de Carrasquilla. Además de las argilitas rojizas y parduzcas, a veces verdosas, contiene cuarcitas parduzcas, rojas y amarillentas. Muy frecuentemente se encuentran conglomerados de cantos de calizas. El techo de la formación se caracteriza por capas de carbonatos amarillos, verdosos y grises, con rauhwackas (brechas de carbonatos, meteorizada, de origen tectónico) amarillentas y naranja, en medio de las argilitas rojizas y verdosas. Aparece asociado yeso.

No se han encontrado fósiles.

En cuanto al espesor, sólo puede decirse que la formación está muy incompletamente representada en esta Hoja, por razones tectónicas.

Contactos.—La relación con los carbonatos suprayacentes de la formación Leiva puede suponerse de naturaleza estratigráfica, aunque a menudo está fuertemente trastornado tectónicamente, ya que la formación se halla en una zona de intensos corrimientos.

Edad.—Sobre la base de correlación litológica con la formación Carrasquilla y de su posición bajo rocas liásicas de la formación Espuña, la formación Garita está datada como Permo-Triásico.

2.1.1.6.2 Formación Leiva (T_A)

Consiste en carbonatos gris claro a gris, que se hallan en estratos finos a medianos. Las rocas habitualmente son de colores más claros que las de la formación Lobos, comparable, de la unidad Atalaya. Son localmente brechoides, y en la parte inferior de la formación se intercala con frecuencia sílex marrón claro, de acuerdo con la estratificación. La parte basal está constituida por carbonatos grises en finos estratos, ocasionalmente con interestratificaciones de argilita.

En lámina delgada con frecuencia se ven restos fósiles indeterminables.

El espesor máximo se estima en más de 200 m. En esta Hoja los espesores son mucho menores, a causa de la tectónica.

Contactos.—En su mayoría son tectónicos. El inferior es, aunque originalmente estratigráfico, influenciado por la tectónica a menudo. El superior es la mayoría de las veces un plano de cabalgamiento, con rocas de la formación Garita en la base de la unidad superior.

Edad.—La formación está datada como Triásico, sobre la base de comparación con otras unidades litológicas del área, y sobre la base del hallazgo, bajo la formación Espuña, donde se encontró fauna liásica.

2.1.1.6.3 *Jurásico de Espuña*

No se ve en esta Hoja una relación directa entre las formaciones jurásicas y las triásicas de las unidades de Morrón de Totana, pero en su prolongación hacia el NE. (Hoja de Coy) se ve que cubren tectónicamente a estas últimas.

Se ha distinguido un tramo inferior (J₁₁), de dolomías grises, masivas, y otro superior (J₁₂₋₂), de calizas en gruesos bancos, oolíticas hacia el techo, y coronadas inmediatamente fuera de la Hoja por margas amarillentas del Dogger. El inferior se atribuye al Hettangiense, y el superior se supone que abarca desde el techo del Hettangiense hasta parte del Dogger.

2.1.1.7 **Zona tectonizada no diferenciada**

En esta zona, situada directamente al SE. de Aledo, aparece un gran número de unidades litológicas de pequeña dimensión intensamente imbricadas entre sí. Como consecuencia, estas unidades no son continuas. Se han reconocido dolomías negras brechoides, areniscas rojas y naranja, conglomerado tipo Verrucano, calizas verde parduzco, areniscas verdes, pizarras rojas, etc.

La naturaleza de la mayoría de los contactos entre las distintas rocas no proporciona una evidencia concluyente sobre relaciones estratigráficas o tectónicas entre miembros adyacentes. De hecho, todos los contactos han sido influidos tectónicamente.

2.1.2 SIERRA DE LA TERCIA

La Sierra de la Tercia es una Cordillera aislada, orientada aproximadamente de SO. a NE. En ella se han distinguido cuatro unidades principales, que, de abajo a arriba son: a) Unidad Cortada; b) unidad Castillarejo; c) unidad Arcón, y d) unidad Jurramienta. De acuerdo con el esquema presentado en la introducción para la Zona Bética, la unidad Cortada puede referirse al complejo Alpujárride, y la Jurramienta al Maláguide. Las unidades Castillarejo y Arcón, tanto por su litología como por el grado de re-

cristalización metamórfica, son de carácter de transición entre los elementos típicamente Alpujárrides y los típicamente **Maláguiles**.

2.1.2.1 **Unidad Cortada**

Esta unidad tectónica, la inferior en la Sierra de la Tercia, está formada por las cuatro siguientes formaciones (de techo a muro): «carbonatos», «filitas», «cuarcitas-filitas» y «micasquistos-cuarcitas».

2.1.2.1.1 *Formación «Micasquistos-cuarcitas» (PC-O)*

La secuencia comprende una monótona alternancia de micasquistos gris oscuros a casi negros, y cuarcitas grises con todas las transiciones entre ambos. El color oscuro de las rocas micáceas se debe al abundante material grafitoide finamente diseminado. Las rocas son ricas en moscovita, asociada con clorita.

Son abundantes las venas de cuarzo blanco concordantes. A veces acentúan el plegamiento, que es isoclinal. Los planos de esquistosidad a menudo están deformados, con formación de crenulación. En varios sitios hay intercalaciones de mármoles dolomíticos amarillos. Una gran masa, en el O., caracterizada por intensa brechificación, alcanza una potencia de 75 m. La parte más alta de la secuencia contiene esquistos micáceos verdosos, que parecen estar menos intensamente deformados que los esquistos oscuros inferiores.

No se han encontrado fósiles.

El espesor visible alcanza los 500 m. A la vista del intenso plegamiento e imbricaciones, éste no es evidentemente el verdadero espesor.

Contactos.—La base de la formación no aparece expuesta. El contacto superior es normalmente limpio, y reconocible en foto aérea. Sin embargo, cuando las rocas cuarcíticas de esta formación, y la suprayacente de cuarcitas y filitas están en contacto, el límite puede ser difícil de fijar. La diferencia en el grado de recrystalización metamórfica, cuando se comparan las rocas de origen pelítico, sugieren la presencia de una discordancia. Todavía no se ha encontrado evidencia de angularidad, ni la secuencia suprayacente comienza con un conglomerado basal.

2.1.2.1.2 *Formación «Cuarcitas-filitas» (D-Ha)*

La secuencia litológica de esta formación consiste principalmente en cuarcita, alternando con rocas filíticas. Las cuarcitas son amarillas, marrones o grises. Comúnmente son ricas en mica y ocasionalmente contienen gran cantidad de carbonatos. Las filitas son gris oscuras a negras, a veces con colores verdosos, debidos a meteorización. Aparecen venas de cuarzo,

tanto en las cuarcitas como en las filitas. Como ya se dijo antes, el grado de recristalización metamórfica de las rocas de esta formación parece ser menor que el de la secuencia infrayacente.

El plegamiento es también intensivo. Los pliegues varían de cerrados a isoclinales, y habitualmente está bien desarrollada la esquistosidad de plano axial. Un plegamiento superpuesto ha dado lugar a la formación de una esquistosidad crenulada. El aspecto de la secuencia de cuarcita y filita en estrecha alternancia semeja la de la formación Morenos, distinguida por DE VRIES y ZWAAN (1967) en la unidad Alpujárride de la Sierra de las Estancias. Basándose en la aparición de estratificación gradual, estos autores creen que las rocas en cuestión derivan, al menos parcialmente, de rocas grauváquicas, depositadas por corrientes de turbidez.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto es de unos 300 m.

Contactos.—El superior de la formación puede proporcionar algún problema. En algunos sitios se tiene la impresión de que el porcentaje de cuarcita, comparado con el de filita, disminuye hacia el techo de la secuencia. En este caso, el límite con la formación suprayacente de filita ha sido trazado donde aparecen filitas azules, características de la última. No se ha observado discordancia angular, ni la formación superior comienza con un conglomerado, comparable a lo que ocurre en la Sierra de las Estancias.

2.1.2.1.3 Formación «Filitas» (P-Ta₁)

La secuencia consiste esencialmente en filitas azules y ocasionalmente púrpura, habitualmente con muy abundantes venas de cuarzo. Las rocas se distinguen de las filitas de la formación infrayacente (cuarcita-filita) principalmente por sus colores más frescos. Sólo localmente están presentes cuarcitas. La parte más alta de la secuencia, muy localmente contiene carbonatos, en bandas de algunos metros de espesor. En algún sitio tales carbonatos están asociados con yeso.

No se han encontrado fósiles.

Contactos.—Esta formación está tectónicamente cubierta por rocas pertenecientes a la unidad Castillarejo. Sin embargo, en Casa del Rincón, al E., un afloramiento aislado, de rocas de la unidad Cortada, se halla en medio de depósitos post-mantos. Aquí, las filitas azules o púrpura están cubiertas por carbonatos, siendo el contacto, lo más probable, de naturaleza estratigráfica.

2.1.2.1.4 Formación «Carbonatos» (Ta₁)

Las rocas carbonatadas que aparecen en Casa del Rincón se caracteri-

zan por un color azul grisáceo conspicuo y un marcado bandeado. Además, falta brechificación. La prueba de que pertenecen a la unidad Cortada es que el aspecto general difiere marcadamente del de los carbonatos de unidades suprayacentes.

No se han encontrado fósiles.

El espesor no alcanza más de 15 m.

2.1.2.1.5 *Edades*

La edad de la unidad Cortada sólo puede deducirse de un modo indirecto, a causa de la carencia de fósiles, sobre la base de correlaciones con secuencias litológicas de otros sitios en que aparece el complejo Alpujárride.

Se cree que las rocas de la formación «cuarcita-filita» son en parte metagrauvascas. Tipos litológicos comparables se conocen en la Sierra de Almagro (EGELER, 1963) y de la Sierra de las Estancias (DE VRIES y ZWAAN, 1967) asociadas de un modo semejante, con esquistos más antiguos. Ciertas semejanzas entre la secuencia de metagrauvascas y la formación «grauvaca» de unidades pertenecientes al complejo Maláguide, han llevado a una correlación de tanteo. Esto podría implicar que las rocas de la formación «cuarcita-filita» y las infrayacentes de «micasquisto-cuarcita», con su más alto grado de recristalización metamórfica, son pre-Silúricas (EGELER, 1963). La formación «filita» puede referirse con seguridad al Triásico, dejando la posibilidad de que el Pérmico esté incluido. La presencia de yeso en la parte alta de la secuencia parece estar en consonancia con esta visión. Para la formación «carbonatos» parece evidente la edad Triásica. En relación con esto, el hallazgo de *Diplopora anulata*, SCHAFFH., en carbonatos comparables de la Sierra de las Estancias (DE VRIES y ZWAAN, 1967) se considera significativo.

2.1.2.2 **Unidad Castillarejo**

Comprende dos formaciones que, de techo a muro, son: «carbonatos» y «pizarra-cuarcita».

2.1.2.2.1 *Formación «Pizarra-cuarcita» (P-Ti₁)*

La secuencia está constituida por pizarras rojo-púrpura, y areniscas y cuarcitas que en su mayoría son rojas, pero ocasionalmente son blancas. Tal como la formación «filitas» de la unidad Cortada, la formación «pizarra-cuarcita» está comúnmente atravesada por numerosas venas de cuarzo. En la parte inferior de la secuencia, cerca del contacto basal, el grado de recristalización metamórfica parece ser ligeramente mayor que en el resto. La esquistosidad de las pizarras a veces está deformada, con desarrollo de crenulación. Es frecuente el kinking.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto es de unos 150 m. Frecuentemente se acuña.

Contactos.—El basal es de naturaleza tectónica. El superior, con los carbonatos suprayacentes, es estratigráfico y gradual, hasta el punto de que los carbonatos finamente estratificados que forman la base de la formación superior contienen finas intercalaciones de rocas pelíticas rojizas.

2.1.2.2.2 *Formación «Carbonatos» (Ti_A)*

La secuencia consiste esencialmente en rocas carbonatadas dolomíticas, gris oscuro a casi negro, con hábito masivo y a menudo intensamente brechificadas. Algunos niveles con sílex marrón claro pueden indicar la estratificación. La parte basal finamente estratificada de la secuencia es azul, con pelitas intercaladas. El hecho de que los carbonatos de la unidad Castillarejo hiedan a romperse, representa un rasgo distintivo.

No se han encontrado fósiles.

El espesor es de alrededor de los 200 m.

Contactos.—El superior de esta formación es de naturaleza tectónica.

2.1.2.2.3 *Edades*

Por analogía con secuencias litológicas comparables de otros sitios en la Zona Bética, la formación «pizarra-cuarcita» se considera Triásica, dejando la posibilidad de que esté representado el Pérmico. La formación «carbonatos» se refiere al Triásico (TRIGUEROS y NAVARRO, 1961).

2.1.2.3 *Unidad Arcón*

Se distinguen dos formaciones, que de techo a muro, son: «carbonatos» y «argilita-cuarcita». Esta unidad se caracteriza por intensa imbricación. Se distinguen tres subunidades, separadas por planos de cabalgamiento de pequeño ángulo.

2.1.2.3.1 *Formación «Argilita-cuarcita» (P-Ti_A)*

La secuencia consiste en una alternancia de argilitas pizarrosas y areniscas rojas, verdes y ocasionalmente blancas, que pasan a cuarcitas. Las cuarcitas blancas ocasionalmente contienen malaquita y azurita. Algunas areniscas rojas y cuarcitas blancas están atravesadas por numerosas venas de cuarzo, pero en el conjunto, esta «venación» es menos intensa que en la formación comparable «pizarra-arenisca» de la unidad Castillarejo. Se encontró en dos puntos, relativamente bajos en la sucesión, yeso.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo se encuentra en la parte occidental de la cordillera: alcanza hasta 150 m.

Contactos.—El contacto con la formación «carbonatos», suprayacente, es de naturaleza estratigráfica.

2.1.2.3.2 *Formación «Carbonatos» (Ti_A)*

Un corte efectuado en el Cerro del Arcón proporciona un ejemplo representativo del desarrollo de la secuencia de carbonatos. Aparecen dos niveles finamente estratificados, y en la base son amarillentos y algo margosos. En este nivel pueden encontrarse rauhwackas. Los carbonatos son fétidos. No se han encontrado fósiles.

Contactos.—El superior es generalmente tectónico; a causa de la imbricación, los carbonatos están parcialmente cubiertos por rocas de la formación «argilita-cuarcita» (Manilla y Manilla Sur). Los carbonatos de la subunidad superior están cubiertos discordantemente por depósitos terciarios.

2.1.2.3.3 *Edades*

Análogamente a la secuencia litológica de la unidad Castillarejo, la formación «argilita-cuarcita» y la formación «carbonatos» de la unidad Arcón se refieren respectivamente al Permo-Triásico y al Triásico.

2.1.2.4 **Unidad Jurramienta**

Esta unidad tectónica es la superior en la Sierra de la Tercia, y comprende tres formaciones, que, de techo a muro, son: «carbonatos», «cuarcita-conglomerado» y «grauvacas».

2.1.2.4.1 *Formación «Grauvacas» (D-H)*

Está constituida por grauvacas en estratos finos a medianos, parduzcas a verde oliva, con intercalaciones de rocas carbonatadas gris oscuro a negro, con estratos finos a laminares. Las grauvacas a menudo muestran una gradación bien desarrollada, y también señales de haber sido depositadas por corrientes de turbidez (current bedding y sole markings), entre los que son especialmente notables los load-cast. Algunas grauvacas de grano fino contienen restos indeterminables de flora.

El espesor máximo expuesto es de 75 m.

Contactos.—El basal es de naturaleza tectónica, lo que se tiene como responsable del acuñaamiento de la formación. El contacto con la formación

suprayacente, de «arenisca-conglomerado», es indudablemente estratigráfico. No se ha observado discordancia angular indicativa de movimientos orogénicos hercinianos.

2.1.2.4.2 Formación «Areniscas-conglomerados» (P-T_A)

Suprayacente a las grauvacas se halla una secuencia de areniscas rojo púrpura y marrón, con abundantes intercalaciones de argilitas pizarrosas, púrpura y verde. Además, aparecen conglomerados, en bancos a menudo gruesos, pero discontinuos. Estos conglomerados son el constituyente más notable de la secuencia, debido a su color. El color del conjunto es rojo, pero los cantos son casi exclusivamente de cuarzo blanco. Son bien rodados y ocasionalmente alcanzan un diámetro superior a 10 cm. Estos conglomerados, de tipo Verrucano, a menudo están fallados, sugiriendo un deslizamiento final las superficies pulidas.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo alcanza los 40 m.

Contactos.—Tanto el basal como el superior son estratigráficos, aunque comúnmente muy tectonizados.

2.1.2.4.3 Formación «Carbonatos» (T_A)

La formación se conserva sólo localmente, como restos intensamente brechificados de rocas dolomíticas de color gris-azul. A causa de este color es principalmente por lo que se diferencian de los carbonatos comparables de las unidades infrayacentes de Castellarejo y Arcón, que a menudo son azul oscuro a casi negras.

No se han encontrado fósiles.

Contactos.—Están cubiertas en discordancia por conglomerados y margas de los depósitos Terciarios post-mantos.

2.1.2.4.4 Edades

A causa de la falta de fósiles, las rocas de la unidad Jurramienta sólo pueden datarse por tanteo, sobre la base de correlación litológica con las sucesiones maláquides de otros sitios de la Zona Bética. Esto lleva a suponer que la formación Carbonatos es Triásica, la de Areniscas-conglomerados es Permo-Triásica, y la de Grauvacas es Devono-Carbonífera.

2.1.3 SIERRA DE LAS ESTANCIAS

En la Hoja de Lorca sólo se incluye la parte nororiental de la Sierra de las Estancias. Se extiende desde el ángulo SO. de la Hoja hasta el mismo pueblo de Lorca.

En ella se han distinguido cuatro unidades tectónicas principales, que de abajo a arriba, son: a) Unidad Saltador; b) Unidad Peña Rubia; c) Unidad Tropeles, y d) Unidad Majales. De acuerdo con el esquema mencionado en la introducción sobre la Zona Bética, la unidad Saltador se atribuye al complejo Alpujárride; la unidad Majales al Maláguide, y las de Peña Rubia y Tropeles son de carácter intermedio entre los elementos típicamente maláguides y los típicamente alpujárrides.

2.1.3.1 Unidad Saltador

Se han distinguido tres formaciones que, de abajo a arriba, son: «Micasquistos», «Filitas» y «Carbonatos».

2.1.3.1.1 Formación «Micasquistos» (D-Ha)

No ha podido observarse una clara secuencia, a causa de la tectonización de la zona. Esencialmente consiste en esquistos cuarzo-moscovíticos que a consecuencia de un metamorfismo dinámico presentan una textura en mortero. El aspecto en el campo sugiere se trate de esquistos sericíticos, pero su estudio microscópico demuestra la presencia de moscovita.

No se han encontrado fósiles.

2.1.3.1.2 Formación «Filitas» (P-Ta_A)

Se localiza en dos afloramientos al S. de la Hoja, desde la zona de El Pradico al Cortijo de la Almazara, y otro al SO. del pueblo de Lorca.

La secuencia está constituida por filitas violáceas, blanquecinas, verdosas y grises. Al S. de Lorca muestran abundancia de venas de cuarzo blanco.

No se han encontrado fósiles, y nada puede decirse de su potencia, a causa de la tectonización.

2.1.3.1.3 Formación «Carbonatos» (Ta_A)

En contacto mecánico sobre las demás formaciones Alpujárrides aparecen en la zona de El Pradico-Cortijo de la Almazara, especialmente al O. de la Ermita de El Pradico, masas de carbonatos, de dimensiones diversas, de color gris oscuro, casi negro, en general masivas, y parcialmente brechoides.

2.1.3.1.4 Edades

Sobre la base de correlación litológica con formaciones análogas, y las que se prolongan hacia el S., en la Hoja de Puerto Lumbreras, atribuimos

a la formación Micasquistos una edad Devono-Carbonífera. Muestras tomadas en la formación Carbonatos, aunque no han revelado la presencia de restos fósiles, se han atribuido, por la facies, a un posible Muschelkalk. Por este motivo se supone para esta formación una edad Triásica Medio-Superior, y para la infrayacente de Filita, una edad Pérmico-Triásico Inferior.

Los contactos entre todas las formaciones alpujarrides son siempre tectónicos, por lo que todas las atribuciones de edad y posición relativa de las secuencias son estimativas.

2.1.3.2 **Unidad Peña Rubia**

Se localiza a unos 3 km. al O. del pueblo de Lorca. Se trata de un conjunto de escamas que cabalgan a formaciones Triásicas y Permo-Triásicas. Se han distinguido dos formaciones: «Grauvaca-cuarcita» y «Carbonatos».

2.1.3.2.1 *Formación «Grauvaca-cuarcita» (D-Hi)*

La secuencia está muy incompleta, por reducción tectónica. Está representada por areniscas grauváquicas, gris verdosas y cuarcitas blanco-amarillentas, muy compactas, con mineralización de hierro. Entre las areniscas se han encontrado niveles pelíticos con aspecto de pizarra.

2.1.3.2.2 *Formación «Carbonatos» (Ti_A)*

Grandes losas de carbonatos dolomíticos, grisáceos y masivos rematan las cumbres de la Peña Rubia de Lorca, y también se extienden en una gran losa sobre la vertiente N., entre la Canalica y el Cejo de los Enamorados.

2.1.3.2.3 *Edades*

La formación Grauvacas-cuarcita presenta cierta semejanza con la formación Cantamilanos, de la unidad Majales, por lo que se le atribuye una edad Devono-Carbonífera. Los carbonatos son comparables con la formación de calizas de la unidad Majales, lo que nos lleva a deducir una edad Triásica para los carbonatos de Peña Rubia.

2.1.3.3 **Unidad Tropeles**

Se extiende a lo largo del borde S. de la Hoja, desde el extremo occidental hasta Lorca. Se han distinguido, de abajo a arriba, las siguientes formaciones: «Pizarra gris», «Pizarra roja» y «Carbonatos».

2.1.3.3.1 *Formación «Pizarra gris» (D-Hi)*

Aparece representada en una serie de escamas repetidas, especial-

mente en la zona entre la Ermita del Pradico y el Cortijo de los Tropes. Está constituida por pizarras y pizarras arenosas, gris verdosas, a veces satinadas, areniscas micáceas, y tramos de microconglomerado, de cantitos de cuarzo y lidita, de tono general verdoso. También se encuentran algunas vetillas subparalelas a la esquistosidad, de cuarzo blanco. No se han visto niveles de carbonatos. El grado de metamorfismo es muy variado: algunas muestras no registran metamorfismo alguno (litarenitas); otras presentan recristalizaciones propias de la facies de los esquistos verdes, subfacies del Cuarzo-Albita-Moscovita-Clorita, y otras son de la subfacies del Cuarzo-Albita-Epidota-Biotita.

2.1.3.3.2 *Formación «Pizarra roja» (P-Ti_A)*

También se halla implicada en una compleja estructura de escamas, y está constituida por pizarras esencialmente rojo vino, argilitas pizarrosas del mismo color, con tramos grises y verdosos, areniscas y cuarcitas blancas. Hacia el techo de la formación aparece yeso, en contacto generalmente con los carbonatos de la formación suprayacente. El grado de metamorfismo corresponde a la subfacies Cuarzo-Albita-Moscovita-Clorita, de la facies de los esquistos verdes.

2.1.3.3.3 *Formación «Carbonatos» (Ti_A)*

Aparece en la parte oriental de la Sierra de las Estancias, próxima a Lorca. Está constituida por carbonatos negruzcos, en general masivos, aunque en la base septentrional del cerro de Peña Rubia se presenta bien estratificada en lechos delgados, y de color gris. Cuando son negros y masivos, a menudo son fétidos.

2.1.3.3.4 *Edades*

La formación de Pizarra gris es comparable litológicamente con la formación Cantamilanos de la unidad Majales, y atribuible, por lo tanto, al Devono-Carbonífero. La formación Pizarra roja es correlacionable con la de Los Pinos, también de la unidad Majales, y, por tanto, de edad supuesta Permo-Triásica. Los Carbonatos serían del Triásico.

2.1.3.4 **Unidad Majales**

Es la que ocupa mayor extensión, sobre todo en la parte occidental de la Sierra de las Estancias, que aparece representada en la Hoja. Está constituida, de abajo a arriba, por tres formaciones: «Cantamilanos», «Los Pinos» y «Carbonatos».

2.1.3.4.1 Formación «Cantamilanos» (D-H)

Está constituida por una serie de areniscas grauváquicas, donde se han hallado restos indeterminables de flora, limolitas y subarcosas. Existen niveles de conglomerados gris verdosos, cuyos cantos son predominantemente de cuarzo y cuarcita y algunos de lidita. También se encuentran frecuentemente, hacia el techo de la formación, niveles de carbonatos en finos estratos, y en algunos puntos, hacia el techo, yeso, y argilita poco compacta.

2.1.3.4.2 Formación «Los Pinos» (P-T_A)

Es la más llamativa de la unidad. Es la formación Saladilla de ROEP (1972). Está constituida esencialmente por argilitas y argilitas arenosas de color predominantemente rojo, con bancos de areniscas rojas intercalados, y una gruesa formación basal, muy notable, de conglomerados rojos, muy compactados, de cantos de cuarzo lechoso y liditas, principalmente, y cemento silíceo. En el conglomerado también se observa la presencia de cantos de arenisca y cuarcita; el diámetro máximo de los cantos alcanza los 4 cm.

En un corte realizado en la zona del Cortijo de Los Pinos, hemos medido, de muro a techo:

- 40 m. de conglomerado rojo.
- 10 m. de argilita areniscosa roja.
- 18 m. de conglomerado rojo.
- 2 m. de arenisca y argilita rojas.
- 7 m. de conglomerado rojo.
- 20 m. de arenisca y argilita rojas.
- 8 m. de conglomerado rojo.
- 4 m. de arenisca roja.
- 15 m. de conglomerado rojo.
- 92 m. de areniscas y argilitas rojas, con tres niveles de conglomerado de 2 m. de potencia, intercalados.
- 1 m. queratófido ferrífero.
- 3 m. de argilita areniscosa.
- 1,5 m. de queratófido ferrífero amigdaloides.
- 2,5 m. de cuarcita blanca.
- 2 m. de cuarcita rojiza.
- 10 m. de areniscas y argilitas rojas alternantes.
- 3 m. de cuarcita blanca (destaca la presencia de Cu, en forma carbonatada, de malaquita).
- 150 m. visibles de areniscas y argilitas rojas en alternancia, predominando los términos argilíticos.

En este corte no aparecen las calizas de la formación suprayacente. Es característica de todas estas series el hallarse siempre incompletas.

Hemos medido, por lo tanto, en este corte 389 m. de serie, que desde luego es bastante más potente.

Hay que recalcar la presencia local de sills, cuya composición varía de traquítica a diabásica. Sus características sugieren que fueron introducidos en sedimentos inconsolidados, aún húmedos.

2.1.3.4.3 Formación «Carbonatos» (T_A)

Encima de la formación Los Pinos se encuentran afloramientos de carbonatos grises, a veces masivos y a veces bien estratificados, especialmente en la zona del Cabezo Colorado y próximos a la carretera de Lorca a Baños de la Fuensanta.

En algunos puntos se han encontrado, en la base de los carbonatos, yesos en los que no se puede apreciar la estratificación, asociados a margas amarillentas de la base de la formación.

Parecen hallarse en perfecta concordancia con la formación infrayacente de argilitas rojizas, si bien con frecuencia muestran los efectos de la tectónica y el contacto es mecánico.

2.1.3.4.4 Edades

La formación Cantamilanos se atribuye al Devono-Carbonífero, en virtud de su secuencia, y por contener restos vegetales. La formación Los Pinos se supone de edad Permo-Triásica, y los Carbonatos serían Triásicos, no pudiéndose precisar más.

No hemos visto en toda la zona de Las Estancias una relación estratigráfica entre los términos paleozoicos (formación Cantamilanos) y el Permo-Triásico: siempre se hallan en contacto mecánico, aunque se supone que la relación original entre ambas era una discordancia. En cambio, entre las argilitas permotriásicas y los Carbonatos parece haber, salvo excepciones locales debidas a tectonización, perfecta concordancia.

2.2 ZONA SUBBETICA

2.2.1 UNIDAD DE LA ALQUERIA

Contiene materiales que van desde el Neocomiense-Barremiense hasta el Mioceno.

Ocupa el ángulo NQ. de la Hoja, manteniendo unas claras directrices, de SO.-NE.

2.2.1.1 Neocomiense-Barremiense (C₁₁₋₁₄)

Se encuentra muy poco representado, ya que únicamente se ha reconocido un pequeño afloramiento en el límite N. de la Hoja, en los alrededores de las canteras de la Casa Nueva.

Se trata de una alternancia de biomicritas en bancos de 20 a 40 cm., con margas y margocalizas. En todo el conjunto hay unas características coloraciones verdosas.

En zonas próximas ha sido posible determinar faunas correspondientes al Hauteriviense-Barremiense.

2.2.1.2 Albiense-Aptiense (C₁₅₋₁₆)

En contacto mecánico con los materiales anteriores aparecen unas margas verdes oscuras que han constituido un nivel de despegue entre el Cretácico más Inferior y los sedimentos más modernos que más adelante se describirán.

Son micritas arcillosas con abundante piritita oxidada y frecuentes yesos originados por una oxidación de los sulfuros procedentes de un ambiente reductor en la sedimentación de estos materiales. A veces se intercalan pequeños lechos de calizas oolíticas.

Faunas de Radiolarios y Foraminíferos definen este paquete como correspondiente a una edad Aptiense-Albiense.

2.2.1.3 Cenomaniense-Turconiense (C₂₁₋₂₂)

Corresponden a esta edad unas calizas margosas blancas que incluyen abundante sílex negro y rojo.

En áreas muy próximas ha sido posible distinguir *Praeglobotruncana turbinata*, *Praeglobotruncana* aff. *stephani* y *Heterohelix*.

Como ya indicamos, sus relaciones con los adyacentes se realizan mecánicamente; este hecho, unido al fuerte plegamiento, hace que su potencia sea incalculable.

2.2.1.4 Cenomaniense-Eoceno Medio (C₂₁-T₂^{Ab})

Senoniense-Eoceno Medio (C₂₃-T₂^{Ab})

Los afloramientos se sitúan al NO. de Los Cigarrones y Cabezo Blanco, a ambos lados del camino vecinal de Lorca a Zarcilla de Ramos, y bajo las formaciones anteriores en las proximidades de la cantera.

Existen razones paleontológicas para asignar una edad más amplia a los materiales de esta formación, que afloran en los alrededores del Pantano de Puentes.

En ambos casos esta etapa queda constituida por unas calizas tableadas de contenido margoso variable, en alternancia con lechos margosos. En capas que no sobrepasan, en ningún caso, los 10 cm. de potencia.

El color característico es el rojo asalmonado, aunque excepcionalmente se torna a verde o blanquecino.

No es posible establecer una correcta potencia, debido al intenso plegamiento y fracturación. Se han podido determinar:

- Cenomaniense: *Rotalipora* aff. *cushmani* y *Globotruncana* sp.
- Turoniense: *Globotruncana angusticarinata*, *Globotruncana schneegansi* y *Globotruncana* aff. *helvetica*.
- Coniaciense: *Globotruncana lapparenti*, *G. coronata* y *G. renzi*.
- Santoniense: *Globotruncana carinata*, *G. fornicata* y *G. angusticarinata*.
- Campaniense: *Globotruncana linneiiana* y *G. elevata*.
- Maestrichtiense: *Globotruncana linneiiana* y *G. stuarti*.
- Eoceno Inferior: *Globigerina soldadoensis*, *Globorotalia formosa* y *G. rex*.
- Eoceno Medio: *Globorotalia bullbrook*, *G. boliwariana*, *G. spinulosa* y *Hautkenina aragonensis*.

2.2.1.5 Paleoceno-Eoceno Inferior (T₁₋₂^{A-Aa})

Se han podido distinguir unos pequeños afloramientos dispersos en las proximidades del cruce del camino vecinal de Zarcilla de Ramos y el camino de la Venta del Estrecho.

Este tramo podría constituir una diferenciación litológica de los últimos estadios correspondientes al Senoniense-Eoceno Medio. Está formado por una alternancia de margas, más o menos yesíferas y calizas margosas, todo ello en tonalidades grises.

La potencia no supera en ningún caso los 15 m.

Se han distinguido: *Globorotalia formosa gracilis*, *G. aragonensis*, *G. aff. compressa*, *G. aff. pseudobulloides* y *Globigerina soldadoensis*.

2.2.1.6 Eoceno Medio-Superior (T₂₋₂^{Ab-Ac})

Ocupa toda la cadena de cerros de Los Cigarrones y los alrededores de la casa del Tío Yusto.

Se trata de una sucesión que en la base presenta un episodio margoso; pudiera tratarse de una transición; en cualquier caso dificulta el establecimiento del contacto con los términos infrayacentes. A continuación aparece una alternancia, con espesores muy variables, de calizas arenosas y margas arenosas. Coronando la serie y ocupando la mayor extensión en los afloramientos hay unas calizas muy detríticas, con gran contenido en Numulites, que alternan con finas intercalaciones margosas.

En la fracción margosa se ha podido clasificar: *Globorotalia centralis*, *G. bullbrooki*, *G. spinulosa*, *Globigeropsis index* y *Globigerinateca*.

2.2.1.7 Eoceno Medio (T_2^{Ab})

Sobre el Senoniense-Eoceno Medio se sitúa este tramo de litofacies eminentemente margosa, cuya potencia varía de los 80 a 200 m. Se alinea de SO. a NE. ocupando las formaciones montañosas que van del Cerro del Buitre a Los Calares.

Comienza en una alternancia de calizas margosas y margas de colores amarillentos que rápidamente pasan a margas, en estos miembros se han podido distinguir: *Globorotalia bullbrooki*, *G. aff. bolivariana* y *Globigerina aff. senni*. Esta etapa queda coronada por un episodio calcáreo-margoso que sirve de transición a los términos suprayacentes.

2.2.1.8 Eoceno Superior-Oligoceno (T_{2-3}^{Ac-A})

Se sitúa inmediatamente encima del tramo anteriormente descrito, coronando las altas cotas de la cadena montañosa ya indicada.

Comienza con una alternancia de calizas y margas en buena estratificación; a medida que se asciende ésta se va haciendo más difusa, coincidiendo con la inclusión de arena en la composición de ambas fracciones. A continuación se sitúan unas calizas de grano medio, fétidas, con eventuales intercalaciones arenosas. En estos horizontes se han clasificado: *Globigerina aff. tripartita*, *G. aff. amphapertura*, *Globigerinapsis aff. index*, *Uvigerina aff. mexicana* y *Cassidulina subglobosa horizontalis*.

Finalmente aparecen unas calizas micríticas bien estratificadas, en las que hacia el techo se van haciendo frecuentes finas intercalaciones margosas con yesos.

Todo el conjunto presenta una potencia máxima aproximada de 700 m.

2.2.1.9 Oligoceno-Mioceno Inferior (Tm_{3-1}^{A-Ba})

Constituye el miembro basal, con unos 80 m. de potencia, de una formación de edad Oligo-Miocena que ocupa el Cerro del Asno.

Comienza con una alternancia, bien estratificada, de margas arenosas verdes, en niveles muy continuos y calizas margosas en las que se han podido clasificar: *Globigerina rohri*, *Globorotalia nana*, *Uvigerina mexicana*, *Globigerinoides trilobus* y *Bolivina scalprata miocénica*.

Las intercalaciones margosas van perdiendo importancia hacia arriba, y todo el conjunto pasa a ser una sucesión de calizas margo-arenosas en capas de hasta 50 cm.

2.2.1.10 Oligoceno-Mioceno Inferior (T₃₋₁^{A-Ba})

Sobre los materiales anteriores, y ocupando los resaltes calcáreos del «Cerro», se sitúan unas calizas margosas en alternancia con margas blancas, todo ello en niveles de 20 cm.; paulatinamente se va pasando a una alternancia de gruesos bancos de hasta 2 m. de espesor de calizas micríticas y calizas muy margosas.

Ya en la ladera norte se sitúan coronando la serie unas margas arenosas, sin estratificación aparente, muy compactas y de color verde.

Todo el conjunto es muy rico en microfauna y ha sido posible clasificar: *Globigerina tripartita*, *G. aff. rohri*, *Globigerinoides trilobus*, *Bulimina scalprata miocénica*, *Clavulinoides szabri*, *Uvigerina mexicana*, *Mulimina palmerae*, *Miogypsinas*, *Orbulínidos*, *Amphisteginas*, *Sphaerogypsinas* y *Heterosteginas*.

Potencia total, 200 m.

2.2.1.11 Oligoceno-Mioceno Inferior (TS₃₋₁^{A-Ba})

En el límite con la contigua Hoja de Vélez-Blanco aparece una formación constituida por margas arcillosas oscuras y areniscas, que parece pertenecer a las formaciones de la zona límite entre el Maláguide y el Subbético, y que será tratada con más detalle en dicha zona.

2.2.1.12 Mioceno (T₁^B)

Se ha considerado como la culminación de esta formación, aunque su continuidad estratigráfica presenta dudas, ya que si no se observa una clara discordancia, hay, por amortiguación, un contraste grande entre los buzamientos de los miembros inferiores, 30°, y éste superior, que no pasa de los 10°.

Se trata de dos tramos margosos: el inferior, suelto, de color marrón, con alguna fina capa de caliza muy detrítica, y el superior queda reducido a unas margas grises muy sueltas. Todo ello no supera los 100 m. de espesor.

Se han determinado: *Globorotalia acrastoma*, *G. mayeri* y *Globigerinoides trilobus*.

2.3 SEDIMENTOS POST-MANTOS

No está demostrada la presencia de Burdigaliense en la Hoja, y es dudosa la del Helveciense, salvo su tramo superior. Prácticamente todo el Mioceno, que ocupa la parte central de la Hoja y bordea las Sierras de Espuña, La Tercia y Las Estancias y que aparece en el extremo Sureste, pertenece al Tortoniense Inferior-Andaluciense.

También están representados el Plioceno, y el Cuaternario ocupa grandes extensiones, especialmente en la amplia vega del Guadalentín.

2.3.1 HELVECIENSE-TORTONIENSE INFERIOR

Se han distinguido dos tramos: uno eminentemente conglomerático (Tc_{1-11}^{Bb-Bc1}), constituido por conglomerados de matriz arcillo-arenosa roja, con cantos poligénicos, de cuarcita, pizarra, caliza, etc., procedentes de la demolición de las formaciones béticas, y algunos tramos margosos, muy escasos. En la parte occidental de la Hoja se presentan poco compactos, y la matriz es parduzca; su aspecto semeja el de las formaciones cuaternarias de terrazas, pero hemos localizado, junto al Cortijo del Llano, unos nivelillos intercalados de arenisca, con *Amphiope bioculata* AGASSIZ, que demuestran la presencia del Helveciense.

El otro tramo, que generalmente se encuentra encima del anterior, pero que también representa un cambio lateral, está constituido por una compleja serie detrítica (T_{1-11}^{Bb-Bc1}), con arcillas rojas y grises, niveles de arenisca y conglomerados rojos semejantes a los del tramo anterior, y en algunos sitios, como al S. de la Rambla de Lébor, niveles de caliza, y marga grisácea en la parte superior. Lo más característico del tramo es la presencia de yesos rojos y azulados, que a veces son muy abundantes, y sirven para identificar la serie.

2.3.2 HELVECIENSE-TORTONIENSE MEDIO (T_{1-11}^{Bb-Bc2})

En la parte occidental de la cuenca miocena de Lorca se diferencia una gruesa formación margo-arenosa, predominando en general los términos de marga gris que, por estudio micropaleontológico se ha datado como Mioceno Medio-Superior, sin poder precisarse más.

Su posición estratigráfica y la relación con los tramos antes descritos han facilitado su limitación en el tiempo.

Hacia el techo cambia lateralmente de facies a calcarenita, indentándose con la formación que describiremos seguidamente.

2.3.3 TORTONIENSE INFERIOR Y MEDIO

Se ha distinguido un tramo de calizas detríticas ($Tc_{11-11}^{Bc1-Bc2}$) con niveles de Algas, espesor muy variable, pero de presencia constante en todo el dominio del Mioceno de la Hoja. Este tramo, aunque casi siempre se ve concordante con los anteriores, también aparece discordante sobre el conglomerado rojo basal, como se ve muy claramente en la vertiente occidental de la Sierra de La Tercia, concretamente a la altura del Cortijo de la Peña Rayada.

En este nivel se encuentran: Pecten, Ostrea, Clypeaster, Chlamis, Spondilus, Balanus, etc.

En el extremo NE. de la Hoja, en las inmediaciones de la Sierra de España, está representado el tramo por una formación de areniscas y margas ($T_{11-11}^{Bc1-Bc2}$), que se extiende hacia el N. en la vecina Hoja de Totana.

2.3.4 TORTONIENSE MEDIO-SUPERIOR

Es, en general, claramente discordante sobre los tramos anteriores, aunque en la vertiente SE. de la Sierra de La Tercia muestra una falsa concordancia sobre el nivel de calcarenita antes descrito, a consecuencia de la enérgica tectónica registrada en el borde con el substrato bético.

La formación más destacable por su extensión, continuidad y potencia consiste en margas ($T_{11-11}^{Bc2-Bc3}$) gris claro, entre las que se encuentran algunos niveles de areniscas calcáreas, especialmente en su afloramiento occidental, y en la vertiente E. de la Sierra de la Tercia. En esta última zona, y al N. de Los Secanos (unos 4 km. al O. de Totana), aparece una gruesa intercalación detrítica ($Tc_{11-11}^{Bc2-Bc3}$) de conglomerados con matriz margo-arenosa, poco compacta.

Sobre las margas, y como cambio lateral de su parte superior, aparece en la vertiente oriental de la Sierra de La Tercia un grueso paquete de conglomerados poligénicos ($Tp_{11-11}^{Bc2-Bc3}$), que al N. del pueblo de Lorca incluye una gruesa intercalación de yeso, a la altura del Cuartel Militar.

2.3.5 TORTONIENSE SUPERIOR-ANDALUCIENSE

Los conglomerados antes descritos podrían incluirse, al menos parcialmente, en este tramo. Incluyen gruesos lentejones de yeso, como el citado junto a Lorca, y se indentan con los yesos de Los Picarios. Esta formación yesífera (Ty_{11-12}^{Bc3-Bc}) está constituida por margas grises y amarillentas muy yesíferas, con gruesos bancos de yeso. a veces cristalino, que pueden llegar a constituir la totalidad de la formación.

Delgados bancos de calcarenita (Tc_{11-12}^{Bc3-Bc}), pero que alcanzan gran extensión, y que en la zona de Aledo adquieren alguna importancia, se hallan relacionados con el conglomerado anterior y con los yesos, en la extremidad NE. de la Sierra de la Tercia.

Junto a la carretera de Lorca a Totana, en una franja dirigida de SO. a NE., y en la zona de Los Secanos, aparece una formación de margas arenosas parduzcas, con niveles de pudingas (T_{11-12}^{Bc3-Bc}) que se indentan con los yesos, los cuales suelen aparecer tanto encima como en el medio de la formación margo-arenosa.

En la parte occidental de la cuenca miocena este tramo está representado por una formación detrítica, con muy abundantes niveles de conglomerado, areniscas calcáreas con ostreas y algunos de marga amarillenta (Ta_{11-12}^{Bc3-Bc}), que al N. de la carretera de Lorca a Caravaca pasa lateralmente a una gruesa formación de calcarenitas (Tca_{11-12}^{Bc3-Bc}).

2.3.6 ANDALUCIENSE

La formación que alcanza mayor amplitud y potencia es un paquete de margas, con niveles arenosos (Ta_{12}^{Bc}) que se localizan en el centro de la cuenca de Lorca. Recubriendo en parte a esta formación e indentándose con ella, en cambio lateral de facies, aparece entre las Sierras de Espuña y La Tercia y al S. del Hinojar (extremo SE. de la Hoja), una formación de conglomerados poligénicos (T_{c12}^{Bc}), de matriz margoarenosa poco coherente, donde predominan los cantos procedentes del desmantelamiento de las unidades Béticas.

En la zona del Hinojar se localiza, sobre estos conglomerados, una formación de margas arenosas y algún nivel calcáreo (Tm_{12}^{Bc}).

2.3.7 PLIOCENO

En la parte NO. de la Hoja se localizan dos formaciones pliocenas, que se extienden por toda el área de la Loma de Lastoa, cubriendo en discordancia, prácticamente, afloramientos correspondientes a todos los tramos del Subbético. Se trata de los últimos retazos de una formación que adquiere su máximo desarrollo en la vecina Hoja de Coy.

Se han distinguido dos litofacies: arenas, arcillas y margas (Tm_2^B) en la inferior, irregularmente distribuidas y con estratificación horizontal y calizas, conglomerados y areniscas (T_2^B), formando una gran rasa, en la superior, aparentemente concordante con los términos subyacentes.

Una formación más detrítica, eminentemente conglomerática, (T_{c2}^B-Q) se extiende por la parte S. de la Sierra de La Tercia, al SO. de la Sierra de Espuña, y deja retazos por la cuenca central de Lorca, a cotas comprendidas entre los 550 y 650 m., culminando cerros testigos de una antigua rasa Plío-Cuarternaria.

2.3.8 CUATERNARIO

Se han distinguido glaciares conglomeráticos, algo cementados y encalichados (Q_{13}), de edad posiblemente Pleistocena, al S. del Hinojar.

Numerosas terrazas (QT) se encuentran a varios niveles, especialmente en la gran cuenca Miocena de Lorca, y bordeando la Sierra de La Tercia, correspondientes a antiguos cursos fluviales.

En el Cuaternario Indiferenciado (Q) se han incluido los aluviones recientes y actuales, derrubios de ladera y tierras de labor.

3 TECTONICA

Las unidades estructurales que componen la Hoja responden a una compleja tectónica de la Orogenia Alpina, cuyos efectos se dejan sentir en la zona desde el Mesozoico.

Las orientaciones orográficas están estrechamente relacionadas especialmente con la acción de los últimos movimientos tectónicos, cuyas directrices estructurales predominan claramente en el conjunto. Si bien son evidentes las relaciones estructurales entre las diferentes unidades, es preciso estudiarlas separadamente para comprender la tectónica de esta región.

3.1 SIERRA DE ESPUÑA

Como ya se dijo antes, la Sierra de Espuña comprende un gran número de unidades tectónicas, de carácter cabalgante. Las secuencias litológicas que constituyen estas unidades han sido afectadas por al menos tres fases claramente distinguibles de deformación alpina. No puede probarse una deformación prealpina que afecte a las rocas más antiguas en el área.

La estructura más antigua distinguible a escala meso y microscópica en las rocas de origen pelítico es una pizarrosidad, comúnmente bien marcada en las rocas filíticas de la unidad Los Molinos, donde toma la forma de una esquistosidad conspicua. En cierto número de pliegues, habitualmente de carácter isoclinal, puede observarse que la esquistosidad es de tipo de plano axial, los pliegues son pocos. En las rocas carbonatadas, el plegamiento atribuible a esta primera fase de deformación (D_1) se ha observado sólo en un caso.

En general, D_1 parece haber sido acompañado por metamorfismo sincinemático de bajo grado.

La esquistosidad de la primera fase y metamorfismo asociado son discontinuos en los contactos de las unidades tectónicas. Se deduce que el corrimiento a lo largo de estos contactos tuvo lugar posteriormente a D_1 , ya que el metamorfismo de las unidades pudo haberse producido sólo bajo condiciones físicas que requirieron una cierta profundidad tectónica. Se piensa que esta profundidad se alcanzó en lo que se denomina como «pila

inicial de mantos». La formación de la esquistosidad y metamorfismo tuvo lugar durante o después del apilamiento de cierto número de unidades tectónicas. Se supone que los cabalgamientos que originaron la pila inicial están asociados con la formación de la esquistosidad.

Puede aquí repetirse que EGELER y SIMON (1969) hicieron hincapié en la existencia en la Zona Bética de al menos dos diferentes fases de movimientos de cabalgamiento, la primera de las cuales tuvo lugar en una etapa antigua de la evolución orogénica y que dio origen al desarrollo de una pila de mantos con la que está conectada la generación del metamorfismo cinemático. La segunda fase trastornó la pila inicial de mantos, lo que trajo como consecuencia la discontinuidad del metamorfismo en los planos mayores de cabalgamiento, ya que se efectuaron traslaciones de considerable magnitud.

No es posible la reconstrucción de la pila inicial de unidades en la Sierra de Espuña a partir de datos fidedignos. No siempre es posible establecer si los contactos entre las unidades actuales representan contactos cabalgantes removidos de la primera fase o si se formaron durante la segunda fase de corrimientos.

Los planos de cabalgamiento de pequeño ángulo en los contactos de las unidades representan una segunda fase de deformación (D_2), responsable de una fuerte reducción tectónica, ocasionando a veces el acuñamiento de formaciones enteras.

Una tercera fase de deformación (D_3) está reflejada en el plegamiento de los planos de corrimiento producidos durante D_2 . Estos pliegues son de tipo abierto y de escala macroscópica. A escala mesoscópica, la fase de deformación se piensa que está reflejada por un débil replegamiento de la esquistosidad y de los planos axiales de los pliegues de la primera fase. Estos son pliegues abiertos.

Se encuentran localmente corrimientos en dirección S. que desplazan los planos de cabalgamiento de la segunda fase.

Varias fallas normales, formadas tras los movimientos de mantos, aparecen en dos familias que normalmente están orientadas NNE.-SSO. y NO.-SE., buzando muy verticalmente.

3.2 SIERRA DE LA TERCIA

En las cuatro unidades tectónicas distinguidas en la Sierra de la Tercia, LANGENBERG observa los efectos de por lo menos tres fases claramente distinguibles de deformación alpina (D_1 a D_3).

3.2.1 ESTRUCTURAS

La fase más antigua de deformación (D_1) ha causado un intenso plega-

miento tanto a escala meso como microscópica. El plegamiento de rocas de origen pelítico dio lugar a una esquistosidad de plano axial, comúnmente bien marcada, y que en las rocas filíticas de la unidad Cortada toma la forma de una esquistosidad conspicua. Las estructuras de plegamiento son habitualmente isoclinales. En las rocas carbonatadas el plegamiento atribuible al D_1 sólo se observó en un caso, en la unidad Castillarejo. Los pliegues isoclinales, con esquistosidad de plano axial que aparecen en la formación Devono-Carbonífera de «Cuarcita-filita» de la unidad Cortada, se consideran como producto de la primera fase de deformación alpina, en consonancia con la opinión de que el plegamiento herciniano en el ámbito Alpujárride es, o bien ausente, o en todo caso débilmente desarrollado.

Poco se conoce sobre la estructura de la formación «micasquito-cuarcita» de la unidad Cortada y en qué medida se han reimprimido durante la orogenia alpina estructuras preexistentes. Es posible que las estructuras más antiguas reconocidas en estas rocas como pliegues isoclinales con esquistosidad de plano axial representen la primera fase alpina.

En general, la primera fase de deformación alpina parece haber sido acompañada por metamorfismo sincinemático de bajo grado.

Las estructuras D_1 están truncadas por planos de cabalgamiento que separan las unidades estructurales mayores y las tres subunidades de la unidad Arcón. Estos corrimientos, de pequeño ángulo, representan una segunda fase de deformación, D_2 , que es responsable de fuerte reducción tectónica, que ocasionalmente acusa el acuñaamiento de formaciones enteras. También explica el carácter discontinuo del metamorfismo cinemático en los planos mayores de cabalgamiento, evidenciando traslaciones de considerable magnitud subsiguientes a este metamorfismo.

Una tercera fase de deformación (D_3) se refleja en el plegamiento de los planos de corrimiento, producidos durante D_2 . Los pliegues D_3 son comúnmente de tipo abierto y de escala macroscópica, pero pliegues de escala mesoscópica aparecen en las rocas carbonatadas finamente estratificadas de las unidades Castillarejo y Arcón. Los planos axiales se orientan de NE. a E. Se han observado pliegues abiertos con eje E.-O. en las cuarcitas blancas de la formación «argilita-cuarcita» de la unidad Arcón.

Pliegues mesoscópicos acompañados por una esquistosidad crenulada bien desarrollada se encuentran en rocas de las formaciones «cuarcita-filita» y «filita» de la unidad Cortada y en las rocas de la formación «pizarra-cuarcita» de la unidad Castillarejo. Se supone que estas estructuras representan parcialmente la fase D_3 . Sin embargo, las orientaciones varían considerablemente y es necesario un estudio detallado para su correcta interpretación.

Las estructuras de plegamiento en la Sierra de la Tercia están cortadas por fallas normales, escarpadas, con orientaciones que varían de NE.-SO. a ENE.-OSO.

3.3 SIERRA DE LAS ESTANCIAS

Las unidades estructurales distinguidas en la Sierra de las Estancias se hallan dispuestas imbricadas y con marcada vergencia hacia el S. Incluso las distintas formaciones que componen las unidades también se hallan separadas entre sí, no encontrándose, salvo en raras ocasiones, relaciones estratigráficas claras.

El conjunto ha sido afectado por una serie de movimientos, que originaron desplazamientos tangenciales, fallas, laminaciones y rejugos que dificultan la distinción entre los planos mayores de cabalgamiento y los secundarios.

Aparte de las estructuras cabalgantes, que predominan netamente sobre cualquier otro estilo, se ha observado una clara esquistosidad vergente hacia el S., especialmente en la formación «pizarra gris» de la unidad Tropeles, donde también se ha visto algún pliegue de escala mesoscópica.

3.4 CONJUNTO SUBBÉTICO

No están claras las relaciones estructurales entre el Subbético y las formaciones del Bético Interno, ya que sólo se encuentran en contacto en el extremo occidental de la Hoja, en muy pequeña extensión, donde encontramos unos niveles oligocenos al parecer en discordancia sobre las argilitas rojas y las calizas maláguides de la unidad Majales (Sierra de las Estancias).

Las formaciones cretácico-oligocenas del Subbético están suavemente plegadas, en anticlinales y sinclinales de orientación predominantemente ENE.-OSO. Estas estructuras están cortadas por numerosas fallas transversales, debidas a movimientos post-oligocenos.

La pequeña zona donde se encuentran los conjuntos Béticos y Subbéticos permite hacer algunas observaciones para intentar relacionarlos. En efecto, junto al afloramiento más septentrional de caliza maláguide de Las Estancias aparecen calizas eocenas, con nummulites, que se extienden hacia el O.; los sedimentos margo-arenosos del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior que cubren parcialmente a los afloramientos eocenos y triásicos maláguides parecen ser discordantes.

Por tanto, puede deducirse que entre el Oligoceno Medio y el Superior tuvo lugar un movimiento tangencial, de dirección NO.-SE., responsable de la aproximación de los conjuntos bético y subbético, de la formación o acentuación de los pliegues observables en el subbético, y de las numerosas fracturas transversales a los pliegues, así como las grandes fallas que limitan por el N. a la Sierra de las Estancias con los sedimentos miocenos y que han sufrido rejuvenecimientos a lo largo del Terciario Superior.

3.5 SEDIMENTOS POST-MANTOS

A grandes rasgos, son destacables varios fenómenos estructurales, relacionados con la tectónica sufrida por la región a partir del Tortoniense Superior.

En primer lugar citaremos la cuenca miocena situada al N. de Lorca, entre el Subbético y la Sierra de la Tercia, que muestra una clara subsidencia entre el Tortoniense Superior y el Plioceno.

El borde septentrional de la Sierra de las Estancias presenta en el contacto entre el Bético y el Mioceno Superior estructuras muy abruptas que revelan el rejuvenecimiento, en el Tortoniense Superior, de las fallas pre-existentes.

La vertiente suroriental de la Sierra de la Tercia muestra los efectos de la tectónica del Tortoniense Superior, pero casi totalmente enmascarada por otra muy posterior, posiblemente de edad Pliocena.

El amplio valle del Guadalentín es de edad mucho más reciente, posiblemente formado en pleno Cuaternario.

Todos los movimientos observables en el Mioceno parecen estar relacionados con una tectónica de bloques, definiéndose una serie de compartimientos, limitados por líneas estructurales de dirección NE-SO. y su transversal, que se desplazan con movimientos relativos entre sí, hacia arriba y hacia abajo.

4 HISTORIA GEOLOGICA

No están claras las relaciones estratigráficas entre las formaciones paleozoicas (Devono-Carboníferas) y las Permo-triásicas en las Sierras de la Tercia y Espuña, pues, a pesar del brusco cambio de sedimentación, no se aprecia discordancia angular. En la Sierra de las Estancias estas relaciones están menos claras, ya que el contacto entre dichas formaciones es siempre mecánico.

No hay, por lo tanto, evidencia de movimientos hercinianos, aparte del mencionado cambio en las condiciones de sedimentación. En efecto, las rocas Devono-Carboníferas están depositadas por corrientes de turbidez, mientras que los conglomerados tipo Verrucano suprayacentes (Permo-Triásicos) se suponen originados por aparatos aluviales. Se piensa que las condiciones de deposición durante el Permo-Triásico son fluviales y marino costeras (y probablemente lacustres).

A lo largo del Triásico se pasa, en general, de unas condiciones de sedimentación pelítico-cuarcíticas a otras en las que se depositaron carbonatos. El Triás es de facies Alpina. Sólo hacia el N. y NO. se encuentra, fuera de

la Hoja, y en el ámbito subbético, el Trías Germánico. Sin embargo, la comparación entre las formaciones Triásicas de los distintos complejos Béticos y el Subbético (PAQUET, 1969) revela una evolución de S. a N. (y en términos estructurales, de Alpujarride a Maláguide y a Subbético), de facies Alpina a Germánica.

Con excepción de las formaciones más altas de la unidad Morrón de Totana, de Sierra de Espuña, no parecen existir depósitos post-Triásicos en las unidades tectónicas béticas. Pueden aventurarse varias hipótesis para justificar esta ausencia: 1) «transgresión tectónica» durante el Jurásico; 2) un prolongado período de no deposición durante el Mesozoico más joven y parte del Terciario, y 3) completa erosión de una secuencia relativamente delgada de depósitos post-Triásicos.

Se supone que las unidades Béticas fueron emplazadas durante al menos dos fases tectónicas, caracterizadas por importantes translaciones horizontales. Durante la primera, las unidades se individualizaron. Esta fase se considera sin- o premetamórfica (y sin- o preesquistosidad), como se refleja en la disminución general en el grado metamórfico hacia las unidades más altas. Los corrimientos durante la segunda fase ocasionaron una fuerte reducción tectónica, y discontinuidad en el grado de recristalización metamórfica en los contactos de las unidades. Posteriormente, un plegamiento de gran escala afectó a las unidades, lo que se revela en la deformación de los planos de cabalgamiento de las fases anteriores.

Es muy insegura la datación de las fases de cabalgamiento y plegamiento posterior, puesto que las rocas más modernas afectadas son de edad Jurásica (en la Sierra de Espuña) y Triásica, y las más antiguas no afectadas, «post-manto», son del Mioceno Medio-Superior.

Durante el Cretácico, a lo largo del borde meridional del Subbético, se alinea una serie de relieves más o menos profundos que condicionan en cada caso el tipo de sedimentación. Las series resultantes son generalmente continuas, producto de un tipo de depósitos donde se han mantenido unas características constantes de tranquilidad y profundidad; no obstante, se aprecian condiciones batimétricas menores que las correspondientes al Subbético propiamente dicho.

Aproximadamente en el Aptiense hay aparición de un régimen reductor coincidente con un aumento de la profundidad.

Es en el Eoceno Medio cuando la cuenca comienza a perturbarse por algunas fases tectónicas, con distribución de elevaciones a distintas profundidades, lo que acarrea una desigual distribución de los sedimentos y concentración de aportes terrígenos, procedentes de terrenos antiguos emergidos en las zonas internas, hacia los pasillos existentes entre los altos fondos submarinos. Con esto se interrumpen unas condiciones de sedimentación que se habrían mantenido desde el Cretácico.

Hay aparición de episodios detríticos y una irregular distribución de fa-

cies arenoso-margosas flyschoides que mantendrán su continuidad hasta el Mioceno Inferior, en que la organización paleogeográfica será más irregular que en la época cretácico-eocena y se recrudescerá la tectónica transversal.

Durante el Mioceno Superior tiene lugar en la cuenca de Lorca y cubriendo las Sierras de Espuña y La Tercia una sedimentación marino-costera y palustre, con frecuentes oscilaciones de nivel, influencias continentales y gran variación de aportes, lo que da lugar a cambios muy bruscos de las facies, tanto en el tiempo como en el espacio.

Los movimientos intratortonienses determinan un rejuvenecimiento del relieve en ciertas zonas, que se convierten en nuevas áreas-fuente. Estos movimientos dan lugar a la discordancia de las margas del Tortoniense Superior sobre las calcarenitas del Tortoniense Inferior y Medio, las formaciones detríticas Helveciense-Tortonienses, e incluso sobre las formaciones béticas. También dan lugar al levantamiento relativo de las Sierras que circundan la cuenca miocena de Lorca.

Los depósitos del Tortoniense Superior al Plioceno revelan una sedimentación litoral, palustre e incluso continental, con importantes depósitos de yesos, conglomerados, areniscas, etc.

Colmatando la cuenca miocena de Lorca se encuentra, en la cumbre de cerros testigos, un grueso conglomerado poligénico, con cantos muy gruesos (en el cerro Pinosa hemos encontrado bloques de hasta 40 cm. de diámetro de calizas, oolíticas, posiblemente procedentes del Jurásico de la Sierra de Espuña, o de la del Gigante, ambas situadas a considerable distancia). Sedimentos comparables los encontramos en la vertiente sur-oriental de la Sierra de la Tercia, aunque los clastos son diferentes, reflejando la influencia del aporte de material bético.

El valle del Guadalentín parece ser una fosa tectónica, cuyo borde NO. es abrupto, formado por una falla (o familia de fallas en graderío), que corta bruscamente las formaciones miocenas y deja colgados los conglomerados pliocenos. Por el SE., en cambio, parece haber una simple flexura, inclinándose los sedimentos miocenos suavemente hacia la depresión. Esta se ha debido formar ya bien entrado el Cuaternario, y tiene una importancia regional. Extendiéndose desde Puerto Lumbreras hasta la altura de Crevillente.

En tiempos recientes se han formado en la cuenca miocena de Lorca importantes depósitos cuaternarios, constituyendo terrazas a diversas alturas y llanuras de arrasamiento, que posteriormente han sido cortadas por una compleja red hidrográfica que socava los blandos materiales, no compactados, y con abundancia de materia margosa y arcillosa, formando relieves acarcavados, sólo interrumpidos por la presencia de alineaciones de dirección aproximadamente N.-S., de estratos duros (areniscosos, conglomeráticos o yesíferos) de edad Miocena Terminal, que afloran de vez en cuando entre los extensos depósitos cuaternarios.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Antiguamente se explotaron, en la Sierra de la Tercia, localmente, minerales de Cu (azurita y malaquita). Hay dos pequeñas minas abandonadas en rocas de la formación «argilita-cuarcita» de la unidad Arcón, a 650 y 750 m. al S. de Manilla; otras pequeñas minas se encuentran en las laderas del Collado del Mosquite, en rocas de la formación «cuarcita-filita» de la unidad Cortada. El mineral de Cu es de naturaleza secundaria; están concentrados a lo largo de los planos de estratificación o en diaclasas y en venas de cuarzo. El origen de los depósitos primarios es incierto. LANGENBERG no excluye la posibilidad de que la Sierra de la Tercia contenga yacimientos de cobre sulfídico en cantidad explotable.

También se explotó en el pasado, hierro hematítico, 500 m. al SO. de La Ermita de la Virgen de la Salud, y 400 m. al SO. del Corral de Soriana. El hematites está concentrado en rocas carbonatadas fuertemente limonitizadas de las unidades Castillarejo y Arcón. Se le supone origen sedimentario.

En la secuencia litológica de la formación «argilita-cuarcita» de la unidad Arcón se ha explotado el yeso a 250 m. al NE. de Casa del Monje.

La Sierra de las Estancias es también rica en indicios minerales. Frecuentemente, en las cuarcitas de la formación Los Pinos, de la unidad Majales, se observa la presencia de impregnaciones de malaquita y azurita.

En el contacto entre esta formación y la de Cantamilanós, en la zona de la rambla Roja, hay indicios de plomo, que pueden localizarse a lo largo del cabalgamiento entre ambas formaciones, desde el límite con el Mioceno hasta la Casa de la Viñita, al O.

En el ámbito alpujárride, en la zona del Saltador, se explota estroncio (celestina) a cielo abierto. Al S. de la Ermita del Pradico, en el límite con la Hoja de Puerto Lumbreras, hay una explotación abandonada de azurita y malaquita.

En las formaciones del Eoceno Superior-Oligoceno del Subbético se explota, junto a la carretera Lorca-Caravaca, la caliza para producción de cemento.

En el Mioceno Superior, en la carretera de Lorca a Caravaca (a unos 4 km. de Lorca) se encuentran yacimientos de azufre. Constituyen en conjunto una faja de un kilómetro de anchura por diez de longitud, a lo largo de la Serrata de Lorca. La zona explotable del yacimiento está formada por tres capas de calizas margosas que contiene gran cantidad de inclusiones lenticulares y bolsadas de azufre, formadas, sin duda, por la acción de bacterias sobre sulfatos.

Las argilitas rojas maláguides se explotan en una cantera, junto a la

carretera de Lorca a Baños de la Fuensanta, aproximadamente a 1 km. al E. del límite de la Hoja.

El yeso aparece en grandes cantidades, aunque no se ven explotaciones importantes, en numerosos lugares y distintas formaciones. Caben destacarse por su extensión, y por el espesor de las masas de yeso, los afloramientos siguientes: el situado a lo largo de la vertiente N. de la Sierra de la Tercia, entre Chichar y el Coto Minero; la gran masa de yeso cristalino de los Picarios (parte NE. de la Sierra de la Tercia).

Depósitos aluviales de gravas, en los torrentes que descienden de la Sierra de la Tercia, hacia el valle del Guadalentín, son explotados para áridos.

6 PETROGRAFIA

6.1 SIERRA DE ESPUÑA

6.1.1 METAMORFISMO

Las secuencias litológicas de todas las unidades tectónicas muestran los efectos del metamorfismo alpino, que, como ya se dijo, es sincinemático, relacionado con la primera fase de deformación alpina. El grado es bajo: nunca sobrepasa la subfacies más baja de la facies de esquistos verdes.

La disminución en el grado de recristalización metamórfica con la disminución de la profundidad tectónica se refleja en los términos descriptivos usados para las rocas de origen pelítico «filitas» en la unidad Los Molinos; «pizarras» en Los Guillemos; «argilitas y pizarras» en Santa-Yéchar, y «argilitas» en las de Morrón Largo, Atalaya y Morrón de Totana.

La recristalización es casi siempre incompleta, como se ve por la conservación de granos de origen sedimentario, incluso en rocas de la unidad de más alto metamorfismo.

Los minerales de neoformación incluyen: cuarzo, mica incolora, clorita y opacos. En las rocas carbonatadas, a menudo se encuentra albita idioblástica, que se considera como formada diagenéticamente: no es producto de metamorfismo.

Las rocas prealpinas de la formación Algarrobo, de la unidad Atalaya atestiguan un grado de metamorfismo equivalente al que ha afectado a las rocas alpinas de esta unidad. Por lo tanto, no puede afirmarse que haya existido un metamorfismo hercíniano.

6.2 SIERRA DE LA TERCIA

6.2.1 METAMORFISMO

En general podemos decir lo mismo que para la Sierra Espuña. Pero es importante observar que las rocas de la formación «micasquisto-cuarcita»

(pre-Silúricas) son de mayor cristalinidad que las de la formación «cuarcita-filita» (Devono-Carboníferas), ambas de la unidad Cortada. Este hecho pudiera indicar la existencia de un metamorfismo representante de una orogenia Presilúrica (EGELER, 1963).

La naturaleza sincinemática del metamorfismo con respecto al plegamiento D_1 está claramente evidenciada por la esquistosidad de plano axial desarrollada en las rocas filíticas de la unidad Cortada.

6.3 SIERRA DE LAS ESTANCIAS

6.3.1 METAMORFISMO

A grandes rasgos, pueden separarse tres grados de metamorfismo en el área estudiada de la Sierra de las Estancias; el más alto corresponde a los materiales de la unidad Saltador (complejo Alpujarride); el intermedio, a las unidades Tropeles y Peña Rubia, y el más bajo, a veces nulo, a la unidad Majales (complejo Maláguide).

En efecto, las muestras tomadas en esta última unidad no presentan metamorfismo, son microconglomerados y limolitas ferruginosas cuyo color rojizo se debe a que fueron depositadas en ambiente oxidante.

Las unidades Tropeles y Peña Rubia, de carácter intermedio, presentan un metamorfismo plurifacial, pues las muestras tomadas revelan una variabilidad que va desde la carencia de toda señal metamórfica (limolitas ferríferas, litarenitas ferríferas), hasta semiesquistos de la subfacies cuarzo-albita-moscovita-biotita, de la facies de esquistos verdes, e incluso alguna filita ferruginosa, pasando por pizarras limolíticas. Esto se debe, sin duda, a que estas unidades están constituidas por un complejo apilamiento de numerosas escamas y láminas que han estado sometidas durante la formación de la pila inicial de mantos a diferentes condiciones de presión y temperatura.

Aun cuando la unidad Saltador muestra un aspecto, de visu, de un grado de metamorfismo más elevado, por los tonos de las rocas, esquistosidad, y la abundancia de venas de cuarzo, el estudio microscópico de las muestras tomadas no revela gran diferencia con algunas de la unidad Tropeles, pues se trata de filitas de la subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita, y de esquistos cuarzo-moscovíticos que revelan los efectos de una deformación mecánica (metamorfismo dinámico) como única diferencia.

6.3.2 ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas encontradas son diabasas y volcánicas (composición traquítica y queratófidos).

Las traquitas son alcalinas, con grandes amígdalas rellenas por minera-

les secundarios, principalmente carbonato cálcico y clorita; muestran gran proporción de feldespato potásico.

Los queratofidos son ferríferos, amigdalares, compuestos por pequeños cristales tabulares de plagioclasa (albita) y mineral de hierro intergranular, y abundantes amígdalas rellenas por carbonato.

Las diabasas presentan texturas subofíticas, de grano fino, formadas por cristales tabulares de plagioclasa, entre las cuales se sitúa el componente máfico (píroxeno monoclinico) augita, frecuentemente sustituido por anfíbol, clorita, carbonato, esfena y mineral de hierro; intergranularmente también se sitúa magnetita e ilmenita.

Todas estas rocas ígneas se encontraron en la unidad Majales (complejo maláguide) y no muestran señales de metamorfismo.

7 BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J.; BODENHAUSEN, J. W. A.; FERNEX, F., y SIMON, O. J. (1965). «Remarques sur la structure de la Sierra de Carrascoy (prov. de Murcie, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, pp. 51-53.
- BLUMENTHAL, M. (1933).—«Das Paläozoikum von Malaga als tektonische Leitzone im alpidischen Andalusien». *Geol. Rundschau*, 24, pp. 170-187.
- (1950).—«Eine Uebersicht über die tektonische Fenster der Betischen Cordilleren». *Libro Jubilar, 1848-1949, I.G.M.E.*, I, pp. 237-313.
- BODENHAUSEN, J. W. A., y SIMON, O. J. (1965).—«On the tectonics of the Sierra de Carrascoy (province of Murcia)». *Geol. en Mijnb.*, 44, pp. 251-253.
- BOOGAARD, M. van den (1966).—«Post-Carboniferous conodonts from south-eastern Spain». *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch.*, 69, pp. 1-8.
- DUPUY DE LOME, E., y LOZANO, S. (1958).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Explicación de la Hoja n.º 954, Totana (Murcia)». *I.G.M.E.*, pp. 1-70.
- DUPUY DE LOME, E., y TRIGUEROS, E. (1958).—«Mapa geológico de España. Explicación de la Hoja n.º 932, Coy». *I.G.M.E.*, p. 96.
- DURAND DELGA, M., y FONTBOTE, J. M. (1960).—«Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie». *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn* (2), III, fasc. 4, pp. 181-187.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969 a).—«Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)». *Verh. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch., Afd. Natuurk. eerste reeks*, 25, 3, pp. 1-90.
- (1969 b).—«Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures». *Geol. en Mijnb.*, 48, pp. 296-305.

- EGELER, C. G.; RONDEEL, H. E., y SIMON, O. J. (1971).—«Considerations on the grouping of the tectonic units of the Betic Zona, Southern Spain». *Est. Geol.*, 27, 6, pp. 463-473.
- FALLOT, P. (1929).—«Esquisse géologique du massif de la Sierra Espuña (prov. de Murcie)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 29, pp. 199-215.
- (1930).—«Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétique et sub-bétique». *Livre jubilaire Soc. Géol. France*, pp. 279-305.
- (1945).—«Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor». *Inst. «Lucas Mallada», C.S.I.C.*, Madrid, p. 719.
- (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Est. Geol.*, 4, pp. 83-172.
- FERNEX, F. (1962).—«Remarques sur la tectonique du Bétique de Málaga oriental de Lorca-Vélez Rubio (Espagne méridionale)». *Arch. Sc.*, 15, pp. 333-361.
- (1968).—«Tectonique et paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de la Paca-Lorca-Aguilas (Cordillères Bétiques, Espagne méridionale)». Thèse Paris, 576 p.
- KAMPSCHUUR, W. (1972).—«Geology of the Sierra de Carrascoy (SE. Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation». Thesis Amsterdam.
- LEINE, L. (1968).—«Rauhwackes in the Betic Cordilleras (Spain)». Tesis Amsterdam, pp. 1-112.
- LEINE, L., y EGELER, C. G. (1962).—«Preliminary note on the origin of the so-called "Konglomeratische Mergel" and associated "Rauhwackes" in the region of Menas de Serón, Sierra de los Filabres (SE. Spain)». *Geol. en Mijnb.*, 41, pp. 305-314.
- MAC GILLAVRY, H. J.; GEEL, T.; ROEP., Th. B., y SOEDIONO, H. (1963).—«Further notes on the geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between these two units, in the region of Vélez Rubio (Southern Spain)». *Geol. Rundsch.*, 53, pp. 233-256.
- MARTINEZ, D. T., y MESEGUER, J. (1952).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Explicación de la Hoja n.º 933, Alhama de Murcia (Murcia)». *I.G.M.E.*, pp. 1-71.
- MONTENAT, Ch. (1970).—«Sur l'importance des mouvements orogéniques récents dans le Sud-Est de l'Espagne (Provinces d'Alicante et de Murcie)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, pp. 3194-3197.
- MONTENAT, Ch., y MARTINEZ, C. (1970).—«Stratigraphie et micropaléontologie du neogene au Sud de Murcia (Chaines Bétiques, Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 270, pp. 592-595.
- NAVARRO, A., y TRIGUEROS, E. (1963).—«Estudio geológico del borde oriental de la Sierra Espuña». *Not. y Com., I.G.M.E.*, 70, pp. 205-210.
- PAQUET, J. (1966).—«Age de mise en place des unités supérieures de la Sierra de Espuña et de la partie méridionale du Subbétique (Province de Murcie, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 8, pp. 946-955.

- (1968).—«Les différentes phases orogéniques des Cordillères Bétiques dans l'Ouest de la Province de Murcie. Espagne méridionale». 23 Inst. Geol. Congress, 3, pp. 43-48.
- (1969).—«Etude géologique de l'Ouest de la Province de Murcie (Espagne)». *Mém. Soc. Géol. France*, 111, 270 p.
- PATIJN, R. J. H. (1937).—«Geologische onderzoekingen in de oostelijke Betsische Cordilleern». Thesis Amsterdam, pp. 1-130.
- ROEP, Th. B. (1972).—«Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Málaga (Vélez Rubio Region, SE. Spain)». *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetensch.*, Serie B, 75, pp. 223-247.
- SIMON, O. J. (1963).—«Geological investigations in the Sierra de Almagro southeastern Spain». Thesis Amsterdam, pp. 1-164.
- (1964).—«The Almagro unit; a new structural element in the Betic Zone?». *Geol. y Mijnb.*, 43, pp. 331-334.
- (1966 a).—«Note préliminaire sur l'âge des roches de l'unité Cucharón dans la Sierra de Carrascoy (province de Murcie, Espagne)». *Geol. en Mijnb.*, 45, pp. 112-113.
- (1966 b).—«The age of the conodont-bearing carbonate rocks from the Sierras de Carrascoy, de Almagro and Alhambilla and from the Zarcilla de Ramos region (SE. Spain)». *Proc. Kon. Akad. v. Wetensch.*, Serie B, 69, pp. 9-19.
- (1967).—«Note préliminaire sur la géologie des Sierras de Carrascoy, de Orihuela et de Callosa de Segura (provinces de Murcie et d'Alicante, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, pp. 42-44.
- SOEDIONO, H. (1971).—«Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería-south-eastern Spain». Thesis Amsterdam, 144 p.
- STAUB, R. (1934).—«Der Deckenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren». *Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich*, 79, pp. 271-332.
- TEMPLADO MARTINEZ, D.; MESEGUER PARDO, J.; FERNANDEZ BECERRIL, Y. M., y ABBAD Y BERGER, M. (1958).—«Mapa geológico de España. Explicación de la Hoja n.º 933, Alhama de Murcia». *I.G.M.E.*, 71 p.
- TRIGUEROS, E., y NAVARRO, A. (1961).—«Estudio geológico de los términos de Aledo y Totana (parte N.) (prov. Murcia)». *Not. y Com. I.G.M.E.*, 61, pp. 3-20.
- (1960-1962).—«Le Trias des Sierras de Espuña et de Chichar (ou de Tercia) (province de Murcie, Espagne)». In Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, I, pp. 163-168, *Mém. h. série Soc. Géol. France*.
- (1966).—«Mapa Geológico de la provincia de Murcia, escala 1:200.000». *I.G.M.E.*
- VRIES, W. C. P. de, y ZWAAN, K. B. (1967).—«Alpujarride succession in the central Sierra de las Estancias, Province of Almería, SE. Spain». *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetensch.*, Serie B, 70, pp. 443-453.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3

