



IGME

933

26-37

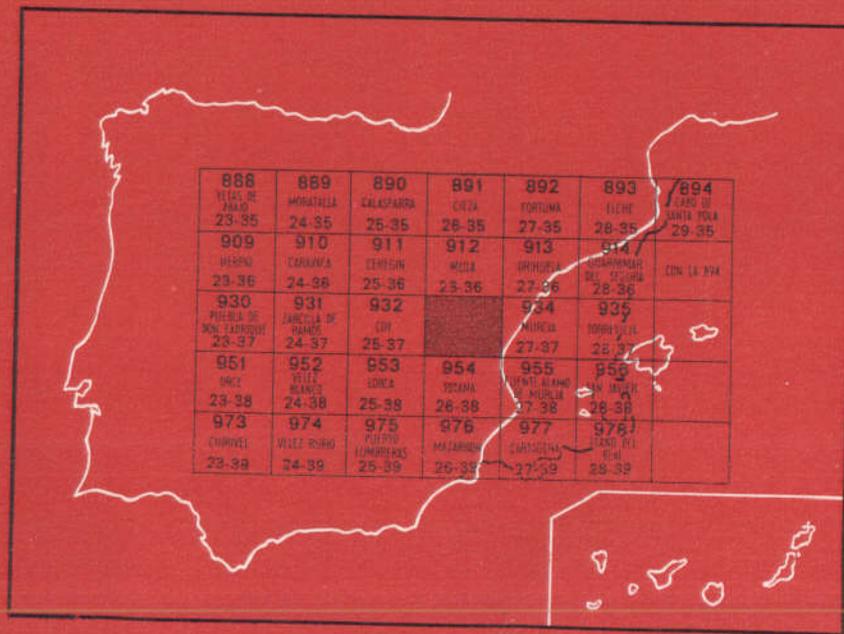
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALCANTARILLA

Segunda serie - Primera edición

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALCANTARILLA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por ENADISA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes geólogos: C. G. Egeler, W. Kampschuur, C. W. Langenberg, Ch. Montenat, R. Pignatelli y H. E. Rondeel.

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:

- muestras 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 - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 27.802 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

En la Hoja de Alcantarilla están representadas varias unidades estructurales béticas (Sierra de Carrasco y Espuña), formaciones jurásicas posiblemente correspondientes al Subbético Interno, pero cuya asimilación a uno de los grandes conjuntos estructurales aún no ha podido efectuarse con absoluta certeza (como el Jurásico de la Sierra de Manzanete, cuyo máximo desarrollo tiene lugar en la contigua Hoja de Mula), y sedimentos terciarios, depositados tras el emplazamiento de los mantos béticos.

La Sierra de Carrasco y, junto con la Sierra del Puerto, que forma su prolongación nororiental, es una cordillera aislada que se extiende aproximadamente de OSO. a ENE. La Sierra de Espuña, parte de la cual ocupa el SO. de esta Hoja, es, en sentido geológico, el área montañosa de rocas paleozoicas y mesozoicas comprendidas entre el río de Pliego, en el NO., y los pueblos de El Berro, Alhama de Murcia, Totana y Aledo.

Ambas forman parte de la zona interna de las Cordilleras Béticas, que generalmente se denomina como Zona Bética, donde las rocas, afectadas por la orogenia alpina, son principalmente de edad Triásica y más antigua, y han sufrido los efectos de un metamorfismo alpino. En la parte oriental de la Zona Bética se han distinguido cuatro complejos mayores de mantos (EGELLER y SIMON, 1969), que de abajo a arriba son: 1) Complejo Nevado-Filábride; 2) Complejo de Ballabona-Cucharón; 3) Complejo Alpujárride, y 4) Complejo Maláguide.

Las investigaciones llevadas a cabo en la Sierra de Carrascoy han dado como resultado la distinción de cuatro unidades independientes, que, de abajo a arriba, son: a) Unidad Romero; b) Unidad Carrascoy; c) Unidad Pestillos, y d) Unidad Navela. Siguiendo el esquema tectónico precedente para la Zona Bética Oriental, las unidades Romero y Carrascoy pueden atribuirse al complejo Ballabona-Cucharón; la unidad Pestillos, al Alpujárride, y la unidad Navela, al Maláguide.

En la Sierra de Espuña también se han distinguido diversas unidades, que, siguiendo la misma pauta, son: unidades de Los Molinos y Los Guíllermos, correspondientes al Complejo Alpujárride; unidades de Atalaya y Morrón de Totana, correspondientes al Maláguide, y unidades de Morrón Largo y Santa-Yéchar, que presentan carácter intermedio entre los complejos Alpujárride y Maláguide. De hecho, el desarrollo estratigráfico de cada una de las unidades tectónicas de la Sierra de Espuña es intermedio entre la supra y la infrayacente, resultando un cambio gradual desde la unidad Los Molinos a la de Morrón de Totana. En esta Hoja sólo aparecen representadas las de Santa-Yéchar, Morrón Largo, Atalaya y Morrón de Totana.

En la parte septentrional de Sierra de Espuña aparecen representadas formaciones Triásicas y Jurásicas, pertenecientes a la unidad de Prat Mayor, la cual se desarrolla ampliamente hacia el O., en la vecina Hoja de Coy, y que, siguiendo a PAQUET (1969), incluimos también en el complejo Maláguide.

Los sedimentos terciarios más antiguos que aparecen en la Hoja corresponden a un probable Oligoceno Inferior, y el Mioceno está representado desde el Inferior hasta el Andaluciense, mostrando la compleja evolución de la cuenca neógena, a causa, principalmente, de la tectónica.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 UNIDADES BÉTICAS

2.1.1 SIERRA DE CARRASCOY

Como dijimos antes, en la Sierra de Carrascoy se han distinguido cuatro unidades tectónicas mayores: Romero, Carrascoy, Pestillos y Navela.

2.1.1.1 Unidad Romero

KAMPSCHUUR (1972) distingue en esta unidad, la más inferior de la Sierra de Carrascoy, dos formaciones: Formación Fuente Aledo y Formación Pocito. De ellas sólo está representada en esta Hoja la formación Pocito.

2.1.1.1.1 *Formación Pocito* (P-Tr_{A2})

Consiste esencialmente en una alternancia de argilitas rojas, púrpura rojizo, amarillo y verde, y cuarcitas púrpura, gris, verde y marrón. Localmente se encuentran intercalados carbonatos en estratos medianos, de color amarillo parduzco.

No se hallaron fósiles, salvo estructuras de tubos.

El espesor mínimo expuesto alcanza los 40 m.

Contactos.—La base de la formación no aparece expuesta. En esta Hoja, la secuencia Pocito está generalmente cubierta por depósitos post-manto, y localmente por rocas de la unidad Carrascoy.

Edad.—Los datos combinados sobre la macro y microfauna de la formación Fuente Aledo, que aflora en la parte S. de la Sierra (Hoja de Totana), sugiere que esta secuencia es esencialmente de edad Ladiniense. Las rocas de la formación Pocito, infrayacente, pueden atribuirse al Ladiniense, y quizá algo más antiguo.

2.1.1.2 **Unidad Carrascoy**

Cubre tectónicamente a la unidad Romero desde un punto de vista regional, y comprende dos formaciones (KAMPSCHUUR, 1972): Formación Filos (arriba) y formación Murta (debajo).

2.1.1.2.1 *Formación Murta* (P-Tcy_A)

La secuencia litológica de la formación consiste principalmente en filitas, con colores que varían desde gris a gris azulado, gris oscuro y púrpura. Hay gradaciones locales a pizarras, caracterizadas por colores púrpura y verdoso. Aparecen intercalaciones de cuarcitas en estratos de medianos a laminares. La parte superior de la serie contiene localmente sills básicos representados por metabasitas. En el techo aparece yeso, e intercalaciones de carbonatos en estratos medianos a laminares.

La presencia de yeso en la secuencia de la formación Murta llama la atención, ya que es un rasgo muy característico. Estratos mostrando un bandeado paralelo a la estratificación general indican que el yeso es parcialmente intercalado. Sin embargo, también aparece en forma de masas irregulares de más de 100 m. de espesor, con estructura caótica, evidentemente resultante de tectonización.

Localmente, la formación está representada por yeso exclusivamente, con inclusión de abundantes bloques extraños, orientados al azar, que corresponden principalmente a las formaciones Murta y Filos, pero en el contacto con rocas de otras unidades tectónicas pueden estar también presentes fragmentos derivados de las últimas. Las masas de yeso, tanto

lateral como verticalmente, pasan gradualmente a mega-brechas, conteniendo rauhewackas (brecha de rocas carbonatadas, meteorizada, de origen tectónico) polimícticas, como constituyente principal.

Las fracturas en cuarcitas pueden contener malaquita y azurita.

No se han encontrado fósiles, salvo estructuras de tubos.

El espesor expuesto varía de 0 a 150 m.

Contactos.—La base de la formación Murta es un plano mayor de cabalgamiento. El límite con la formación Filos, suprayacente, es de naturaleza estratigráfica normal; el contacto es fácilmente trazable donde los carbonatos llegan a ser predominantes.

2.1.1.2.2 *Formación Filos (Tcy_A)*

Las rocas de esta formación dan lugar a escarpes. La secuencia consiste principalmente en carbonatos gris amarillentos y gris oscuro, en estratos delgados a medianos. Aparecen intercalaciones de filitas negruzcas y verdes o de pizarras verde claro, en la parte basal de la sucesión. Es característica la presencia de cubos de pirita. Amplia distribución tienen las rauhewackas monomícticas; forman capas discontinuas que a veces pasan bruscamente a carbonatos no brechoides. En la parte basal hay hematites.

Se encuentran restos indeterminables de conchas en algunos carbonatos, y en las pizarras verdes de la base de la formación, *Aviculopecten* bien conservados.

El espesor máximo expuesto alcanza los 190 m. Se acuña localmente.

Contactos.—La formación Filos está cubierta tectónicamente por la unidad Pestillos.

Rocas ígneas.—La masa principal de metabasita está localizada en el techo de la formación Murta, donde alcanza un espesor de 70 m.

Edad.—Se tiene por imposible una datación exacta de las rocas sedimentarias de la unidad Carrascoy en vista de la ausencia de fósiles característicos. Si se supone que el contacto con la unidad Romero infrayacente es meramente un plano de despegue (SIMON, 1966), esto es, que las secuencias de las dos unidades inicialmente formaron parte de una sucesión estratigráfica continua, las rocas de la unidad Carrascoy son evidentemente más jóvenes que las de Romero. Si, por el contrario, la unidad Romero y la unidad Carrascoy representan mantos independientes, la edad de la secuencia Carrascoy es completamente abierta a la especulación. En este caso sólo se puede establecer que la litología sugiere una edad Triásica.

2.1.1.2.3 *Metabasitas (ε⁴)*

Como ya se dijo, aparecen masas de rocas ígneas básicas en la secuencia de esta unidad. El término general «metabasitas» parece apropiado, en vista del bajo grado de metamorfismo regional que han sufrido las rocas.

Además, han retenido invariablemente su hábito masivo, y los relictos texturales y mineralógicos de origen magmático indican que son originalmente diabasas. La naturaleza intrusiva de las masas está evidenciada por la aparición de bordes enfriados y por el metamorfismo sufrido por los sedimentos adyacentes. La relación con las rocas encajantes es siempre concordante, y las masas son indudablemente sills.

2.1.1.3 Unidad Pestillos

Cubriendo tectónicamente a la unidad Carrascoy está la de Pestillos, para la que KAMPSCHUUR da la siguiente sucesión, de arriba a abajo: a) formación Carbonatos; b) formación de «filitas superiores», y c) formación de «filitas inferiores».

2.1.1.3.1 Formación de filitas inferiores (D-Ta_n)

Comprende filitas gris verdosas a negras, con cuarcitas verdosas a gris parduzco intercaladas. Se han incorporado a esta formación afloramientos menores de esquistos cuarcíticos negros, que de acuerdo con SIMON (1967) quizá representan rocas antiguas, a falta de criterios seguros de distinción.

Contactos.—El basal es de naturaleza tectónica. El límite con la formación de filita superior es muy claro en el campo, debido a la notable diferencia en color. Sin embargo, permanece incierta la verdadera naturaleza del contacto.

2.1.1.3.2 Formación de filitas superiores (D-Ta_n)

Consiste principalmente en rocas filíticas grises, con variedades subordinadas de color púrpura, y cuarcitas marrones intercaladas. Aparecen numerosas venas de cuarzo, que parecen ser características de la secuencia.

Contactos.—Frecuentemente las rocas de esta formación yacen directamente sobre las de la unidad Carrascoy, por faltar las filitas inferiores. El contacto con la formación Carbonatos suprayacentes es estratigráfico, pero está invariablemente muy tectonizado.

El espesor máximo expuesto es del orden de los 100 m.

2.1.1.3.3 Formación Carbonatos (Ta_n)

Esta formación está pobremente representada en la parte N. de la Sierra de Carrascoy; está restringida a un pequeño número de afloramientos dispersos. La secuencia está formada principalmente por carbonatos gris amarillento a gris oscuro, en estratos delgados a gruesos, parcialmente desarrollados como rauhackas. Su parte basal consiste en carbonatos gris claro, en estratos delgados a laminares.

El espesor máximo expuesto es del orden de los 5 m.

2.1.1.3.4 *Edad*

A causa de la ausencia de fósiles, la edad de las rocas de esta unidad ha de basarse en la comparación con secuencias correlacionables del complejo Alpujárride del resto de la Zona Bética. Esto lleva a SIMON a atribuir: la formación Carbonatos, al Triásico; formación de filitas superiores, al Triásico, y quizá Pérmico; formación de filitas inferiores, al Paleozoico (quizá Devono-Carbonífero).

2.1.1.4 **Unidad Navela**

Para esta unidad tectónica superior de la Sierra de Carrascoy se da el siguiente esquema (KAMPSCHUUR, 1972): a) Formación Carbonatos; b) formación de Argilita-cuarcita, y c) formación grauvacas (de techo a muro).

2.1.1.4.1 *Formación grauvacas (D-H)*

La secuencia consiste principalmente en grauvacas verde oliva, en estratos finos a laminares, con intercalaciones de rocas carbonatadas siltosas, verdosas a gris oscuro, finamente estratificadas. Las grauvacas a veces muestran una marcada gradación, así como estratificación **cruzada** y **sole-marking**. Restos vegetales aparecen linealmente orientados. Las rocas se interpretan como depositadas por corrientes de turbidez. Las rocas de esta formación sólo están presentes en la base de los dos elementos tectónicos superiores.

No se han hallado fósiles, salvo restos vegetales.

El espesor expuesto alcanza los 25 m.

Contactos.—El contacto de la base de esta formación es siempre de naturaleza tectónica. Con la suprayacente, de Argilita-cuarcita, es estratigráfico y neto, debido a la conspicua diferencia litológica. Debe anotarse que no se ha encontrado evidencia sobre discordancia angular, que habitualmente se supone aparece en el límite entre la formación grauvacas y la secuencia suprayacente.

2.1.1.4.2 *Formación Argilita-cuarcita (P-T₁)*

La secuencia consiste en una alternancia de argilitas rojas a marrón rojizo y verdes, y de cuarcitas rojas, marrón rojizo, gris, verdes y blancas. Localmente se encuentran gradaciones de argilitas a pizarras. La parte superior de la secuencia contiene intercalaciones de carbonatos en delgados bancos y de yeso estratificado. Capas conglomeráticas aparecen en varios niveles. Son, o bien rojas y ricas en cantos de cuarzo bien rodados, o cantos de carbonatos grisáceos y bien rodados. Las fracturas en las cuarcitas pueden contener malaquita, azurita y jarosita (S. del Collado de la Fábrica).

El espesor máximo expuesto es de 50 m.

Contactos.—La formación está cubierta concordantemente por rocas de la formación carbonatos. El límite parece ser gradual; el contacto es fácilmente dibujado sobre las argilitas más superiores. Comúnmente está muy tectonizado.

2.1.1.4.3 *Formación carbonatos (T_A)*

La secuencia consiste en carbonatos grises oscuros a negros, en bancos medianos, parcialmente transformados es rauhackas monomíticas. La parte basal se caracteriza por la aparición de rocas dolomíticas laminares, atravesadas por numerosas venas.

Localmente hay restos de conchas.

El espesor expuesto alcanza los 40 m.

Contactos.—La formación está cubierta en discordancia por depósitos post-manto.

2.1.1.4.4 *Edad*

A causa de la falta de fósiles de diagnóstico, las rocas de la unidad Navela sólo pueden datarse sobre la base de correlación litológica con sucesiones maláguides de otros sitios de la Zona Bética. Esto lleva al siguiente establecimiento: Formación Carbonatos, del Triásico; formación Argilita-Cuarcita, del Triásico, y quizá del Pérmico; formación Grauvacas, posiblemente del Devono-Carbonífero.

2.1.2 SIERRA DE ESPUÑA

2.1.2.1 **Unidad Santa-Yéchar**

Esta unidad ocupa la parte SE. de la Sierra de Espuña, sobre una longitud de 12 km. Comprende dos formaciones: a) Formación Yéchar, y b) formación Fontanar (de techo a muro).

2.1.2.1.1 *Formación Fontanar (P-Ti_A)*

La secuencia está constituida por argilitas púrpura rojo, marrón rojizo y verde, pizarras rojas y verdes, y areniscas y cuarcitas que son principalmente de color marrón rojizo, pero que también aparecen grises, verdosas y blancas. Las cuarcitas son muy delgadas a gruesas. Conglomerados aparecen en dos variedades: una, roja, rica en cuarzo blanco, pedernal negro, cuarcita parduzca y cantos de jaspe rojo (tipo Verrucano) y de una variedad grisácea rica en fragmentos de carbonato (conglomerado de cantos calcáreos). El conglomerado rojo está intercalado en la parte basal de la for-

mación. El conglomerado calcáreo se halla alto en la secuencia. La parte más alta de la formación contiene intercalaciones de capas, en finos estratos, de carbonatos de color amarillo a grisáceo. Las pizarras exhiben una pizarrosidad ocasionalmente con venas paralelas de cuarzo.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto se estima en unos 80 m.

Contactos.—El basal es siempre tectónico. El contacto con la formación Yéchar, suprayacente, es estratigráfico, encontrándose en el techo de la formación Fontanar capas de carbonatos intercaladas.

2.1.2.1.2 *Formación Yéchar* (T_{1A})

Consiste esencialmente en carbonatos gris oscuro a casi negro, con hábito masivo. En estratos medianos a gruesos, excepto para su parte basal, en que aparecen calizas en estratos delgados. Las rocas a menudo son muy brechoídes. Esporádicamente se encuentran concreciones de sílex marrón claro en la parte inferior de la formación.

Sólo se han encontrado algunos restos orgánicos indeterminables.

La formación alcanza unos 150 m. como máximo de espesor. El carácter de plano de cabalgamiento de la base de la unidad suprayacente es la razón de la presencia de espesores mucho menores.

Contactos.—El superior es tectónico. Representa un plano de cabalgamiento en la base de la unidad Atalaya, que atraviesa la estratificación de los carbonatos de la de Yéchar.

2.1.2.1.3 *Edad*

Sobre la base de correlación litológica con la formación Carrasquilla de la unidad Atalaya, y con la formación Garita de la unidad Morrón de Tana, la formación Fontanar se atribuye al Permo-Triásico.

Las rocas de la formación Yéchar están datadas por analogía con los carbonatos de las otras unidades tectónicas del área (ver unidad Atalaya), y se suponen Triásicas.

2.1.2.2 **Unidad Morrón Largo**

La unidad está sólo presente en esta Hoja en el extremo SO. Se distinguen dos formaciones separadas: formación Cancari y formación Cervantes, de las que sólo aparece en la Hoja la primera.

2.1.2.2.1 *Formación Cancari* (T_{1A})

La secuencia semeja mucho a la de la formación Yéchar. Consiste igualmente en carbonatos grises oscuros a casi negros, que son a menudo brechoídes. La secuencia se presenta 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 contiene ocasionalmente concreciones y niveles de sílex marrón, que parecen ser indicativos de la estratificación.

En la Hoja de Lorca se han encontrado restos mal preservados de lamelibranchios en la parte basal de la formación.

El espesor máximo expuesto alcanza los 150 m.

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, y no está expuesto en esta Hoja.

2.1.2.2 *Edad*

Las rocas están datadas como Triásico, en analogía con los carbonatos de la unidad Atalaya, con las que son correlacionables sobre bases litológicas.

2.1.2.3 **Unidad Atalaya**

La unidad está representada en esta Hoja sobre grandes áreas. Se distinguen tres formaciones: formación Lobos, formación Carrasquilla y formación Algarrobo (de arriba a abajo). La última no aparece representada en la Hoja.

2.1.2.3.1 *Formación Carrasquilla (P-T₁)*

La secuencia consiste en argilitas rojo claro, marrón rojizo y verde claro, y cuarcitas en estratos gruesos a laminares, rojas, marrones o amarillo blanquecino. Intercalados hay conglomerados de cantos de carbonato gris con carbonatos y cuarcitas. La parte basal de la formación, directamente sobre el techo de las grauvacas de la formación del Algarrobo, contiene niveles de conglomerado rojo (tipo Verrucano), donde los fragmentos de rocas son principalmente cuarcitas, sílex y carbonatos. Las partes más altas de la formación contienen intercalaciones amarillas a grises de carbonatos.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto es del orden de 150 m. Cuando los espesores son mayores es resultado de imbricaciones.

Contactos.—El inferior es tectónico, ya que las rocas de la formación Algarrobo están ausentes, y la formación Carrasquilla está en contacto directo con rocas de unidades infrayacentes. El superior es estratigráfico, aunque puede estar trastornado.

2.1.2.3.2 *Formación Lobos (T_A)*

La secuencia consiste en carbonatos gris a gris oscuro, muy finos a medianamente estratificados, que contienen sílex en su parte inferior.

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

El espesor máximo expuesto es de unos 200 m. A causa de la tectónica, disminuye de O. a E. en esta Hoja.

Contactos.—El inferior es estratigráfico, el superior es tectónico contra las rocas de la unidad del Morrón de Totana.

2.1.2.3.3 *Edad*

Sobre la base de correlación litológica, la edad de la formación Carrasquilla puede decirse que es comparable a la de la formación Garita de la unidad de Morrón de Totana, que está situada bajo rocas de edad liásica, de la formación Espuña. Puesto que la formación Carrasquilla yace, además, sobre el techo de las grauvacas del Algarrobo, de edad supuesta Devono-Carbonífera, puede datarse como Permo-Triásico.

La formación Lobos es correlacionable con la de Leiva, por lo tanto, se considera Triásico.

2.1.2.4 **Unidad Morrón de Totana**

Cubre grandes áreas en la parte SO. de la Hoja. Las unidades consisten en tres formaciones pre-Jurásicas, que son (de techo a muro): formación Sanatorio, formación Leiva y formación Garita. También se ha distinguido un tramo de dolomías del Liásico Inferior.

2.1.2.4.1 *Formación Garita (P-T_A)*

La secuencia es casi idéntica a la de Carrasquilla. Además de argilitas rojizas y parduzcas y a veces verdosas, contiene cuarcitas rojas, parduzcas y amarillentas. Muy frecuentemente se encuentran conglomerados de cantos calizos. El techo de la formación está caracterizado por bancos de carbonato amarillos, verdosos y grises, con rauhwackas amarillentas y naranja en el centro de las argilitas rojizas y verdosas. Asociado con estas rocas hay yeso.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto es del orden de 220 m. Se observa fuerte reducción tectónica en el área ONO. de Alhama de Murcia. Más al O. el espesor expuesto es mucho mayor, como resultado de imbricaciones, restringidas a la formación Garita.

Contactos.—El inferior, con los carbonatos de la unidad Atalaya, es de naturaleza tectónica. El superior, con los carbonatos suprayacentes de Leiva, es estratigráfico. A menudo está fuertemente trastornado tectónicamente, especialmente en el área ONO. de Alhama de Murcia.

2.1.2.4.2 *Formación Leiva (T_A)*

Consiste en carbonatos grises a gris claro, estratos delgados a medianos. Las rocas son habitualmente de color más claro que las de la formación Lobos, comparable, de la unidad Atalaya. Localmente son brechoides. En la parte inferior de la formación son frecuentes intercalaciones de sílex marrón claro, principalmente paralelas a la estratificación. La parte basal está formada por carbonatos en delgadas capas, ocasionalmente con argilita interestratificada.

En lámina delgada frecuentemente se ven restos fósiles indeterminables.

El espesor máximo se estima en 200 m. Los espesores son habitualmente menores, especialmente en el área ONO. de Alhama de Murcia, donde un plano de cabalgamiento forma el contacto superior de la formación.

Contactos.—El inferior, con la formación Garita, originalmente es estratigráfico. El superior, con la formación Sanatorio es también estratigráfico. En el área ONO. de Alhama de Murcia, el superior es de cabalgamiento, contra rocas de formación Garita de la siguiente unidad.

2.1.2.4.3 *Formación Sanatorio (T_{G3})*

La secuencia consiste en rocas carbonatadas verde claro a amarillo y gris pálido, en bancos delgados a medianos y que a menudo son margosos. Alternan con capas blancas a gris oscuro, de yeso. Hay grauwackas dispersas. Otros tipos de rocas están sólo localmente representadas.

La aparición de yeso, a veces en capas extremadamente gruesas, es la razón por la que la formación adquiere apariencia caótica.

No se han encontrado fósiles.

El espesor máximo expuesto es de unos 200 m. El espesor estratigráfico difícilmente puede estimarse, a causa de la apariencia caótica de la formación, que resulta de la movilidad del yeso y del comportamiento incompetente de la formación entera.

Contactos.—Con la formación Leiva y con la formación Jurásica superior es estratigráfico, aunque a menudo influido por la tectónica.

2.1.2.4.4 *Edades*

Sobre la base de correlación litológica con la formación Carrasquilla y de su posición bajo rocas liásicas, la formación Garita se data como Permo-Triásico.

La formación Leiva se data como Triásico por comparación con otras unidades litológicas del área, y a la vista de su posición estratigráfica bajo calizas, en las que se encontró fauna Liásica.

Respecto a la formación Sanatorio, la carencia de fósiles impide datación. Sin embargo, se sitúa bajo rocas liásicas. La edad más aceptable es, por tanto, Triásica, especialmente al considerar la posición estratigráfica con respecto a las formaciones más antiguas. Puesto que el yeso se tiene como depositado durante el Triásico en dos episodios sólo: durante el Triásico Superior en el desarrollo Germánico, y durante el Inferior en el Alpino, es razonable asumir una edad Triásica Superior y una facies Germánica para las rocas de la formación Sanatorio.

2.1.2.4.5 *Liásico Inferior* (J₁₁)

Está representado por dolomías grises, que sólo aparecen en pequeña extensión en la Hoja de Alcantarilla, en el extremo oriental del Morrón de Alhama. Hacia el O. tiene, dentro de la vecina Hoja de Coy, mucho mayor desarrollo, y allí describe PAQUET (1969) la formación jurásica de la unidad de Morrón de Totana, como una serie uniformemente calcárea, que abarca desde el Lías al Titónico, marcadamente azoica, salvo en el Domerense Medio, por lo que la estratigrafía ha de establecerse en función de microfacies y microfaua.

PAQUET (1969) cita, sobre las dolomías grises liásicas, calizas dolomíticas, calizas oolíticas con *Polygonella* y *Meandropsínidos*, y calizas ferruginosas, del Lías Medio y Superior.

Como decíamos antes, de este conjunto sólo aparece representado en Alcantarilla el tramo inferior, que se halla reposando sobre el Triásico de la formación Sanatorio, en concordancia seguramente. Por el N. se encuentra cabalgado por las dolomías de la Unidad de Prat Mayor.

2.1.2.5 **Unidad de Prat Mayor**

En ella se han distinguido tres formaciones: Triásico Superior, Liásico Inferior y Jurásico s. I.

2.1.2.5.1 *Triásico Superior* (T_{c3})

Está constituido esencialmente por margas rojizas y blanquecinas, con yesos intercalados. La facies se corresponde con el tipo germánico. El contacto inferior con la unidad de Morrón de Totana es mecánico, aunque se encuentra recubierto por derrubios. El superior, con las dolomías liásicas, es estratigráfico. En el área O. y NO. de El Berro, el contacto inferior de la formación es tectónico contra las calizas Jurásicas, por duplicación tectónica.

2.1.2.5.2 *Liásico Inferior* (J₁₁)

Constituido por dolomías cuya edad se deduce por la posición estratigráfica y por correlación con las dolomías que aparecen en la parte basal de la secuencia Jurásica, bien desarrollada en la contigua Hoja de Coy. Hacia arriba pasan a calizas del Liásico Medio, y no puede fijarse con precisión el límite.

2.1.2.5.3 *Jurásico indiferenciado* (J₁₂₋₃)

Está localizado en la parte NE. de Sierra de Espuña. Constituido por calizas, no puede determinarse con exactitud la edad de diferentes niveles. La serie es muy uniforme, formada por calizas, que pueden abarcar desde el Lías Medio al Titónico.

Sobre el Jurásico yace en discordancia un Terciario detrítico, que en el borde occidental de la Hoja se presenta como conglomerados calizos y dolomíticos muy compactos, posiblemente del Oligoceno basal, formados a expensas de un fuerte desmantelamiento por erosión de la serie Jurásica.

2.1.3 UNIDAD DE LA SIERRA DE MANZANETE

En la Sierra de Manzanete aparecen dos términos jurásicos:

- Dolomías grisáceas del Lías Inferior (J₁₁₋₁₂).
- Calizas micríticas y oolíticas del Lías Inferior-Medio (J₁₂₋₁₃).

En las calizas no se ha reconocido más fauna que restos de Ostrácos, Lenticulina, Lamelibranquios, Radiolarios y posiblemente Trocholina y Protoglobigerina. La datación se hace, por tanto, por correlación litológica con los términos liásicos que aparecen en la vecina Hoja de Mula.

Todavía no se ha podido determinar la relación tectónica que guarda esta unidad con respecto a las Unidades Béticas. Tal vez corresponda al Subbético interno, pero no puede descartarse que se halle conectada con la cobertera jurásica del complejo Maláguide.

2.2 SEDIMENTOS POST-MANTO

Una parte importante de la Hoja de Alcantarilla está ocupada por formaciones neógenas y cuaternarias, depositadas tras el emplazamiento de las grandes unidades estructurales.

En la parte noroccidental de la Hoja encontramos unas formaciones detríticas que pueden pertenecer al Oligoceno, por correlación con sedimentos análogos que se encuentran en la región vecina al O., y que comprenden parte de las Hojas de Coy, Cehegín y Mula.

Los terrenos neógenos muestran tal diversidad de naturaleza y facies que será necesario distinguir dos conjuntos diferentes separados uno de otro por el curso del río Guadalentín.

Al NO., el Neógeno de la cuenca de Alhama de Murcia-Alcantarilla, hasta el extremo oriental de la Sierra de Espuña. Al SE., el Neógeno de la periferia del macizo de Carrascoy.

2.2.1 OLIGOCENO INFERIOR (T_{31}^A)

En el extremo occidental de la Hoja, en contacto con el Jurásico de la unidad de Prat Mayor, aparece una formación de conglomerados bien cementados (cemento calcáreo), con cantos calizos y dolomíticos, producto de la erosión de la cobertera jurásica maláguide.

Se ha datado como Oligoceno Inferior por correlación con formaciones idénticas que aparecen en la Hoja de Coy, y atribuidas por PAQUET (1969) a dicha edad, a la vista de su posición estratigráfica.

2.2.2 OLIGOCENO-MIOCENO MEDIO (T_{3-1}^{A-Bb})

Discordante también sobre el Jurásico de la unidad Prat Mayor, y supestandamente sobre el Oligoceno Inferior, aparece una amplia secuencia de carácter calizo-detrítico-margoso, en la que se han encontrado faunas que abarcan desde el Oligoceno (s. l.) hasta el Mioceno Medio, pasando por el Mioceno Inferior.

En esquema, la serie comienza con una formación de conglomerados calizos y dolomíticos, con escasos cantos de cuarzo blanco, pero muy semejantes a los conglomerados citados del Oligoceno Inferior. Hacia arriba se va pasando a unas calizas arenosas, con niveles intercalados localmente que contienen cantos de cuarzo blanco, de tamaño que oscila entre los cuatro centímetros y 0,5 cm. de diámetro. En la parte alta de la secuencia aparece una caliza muy margosa, gris claro, que pasa a marga dura, cuya edad se atribuye al Mioceno Medio.

2.2.3 MIOCENO INFERIOR-TORTONIENSE MEDIO (T_{c1-11}^{Ba-Bc2})

Aparece en el extremo noroccidental de la Hoja, junto a Pliego y bajo la Muela de Pliego. Se trata de una alternancia de margas rojas y areniscas también rojas, que contienen algunos niveles más endurecidos, y calcáreos, amarillentos, con una rica fauna de Heterosteginas.

Su datación no ha podido precisarse con exactitud, pero la limitamos entre las edades citadas, por correlación, con formaciones similares que aparecen en la Hoja de Mula, donde quedan bien definidas discordantes sobre un Mioceno Inferior bien datado, y bajo un Tortoniense Superior seguro.

2.2.4 CUENCA DE ALHAMA DE MURCIA-ALCANTARILLA

2.2.4.1 Tortoniense

Las circunstancias paleogeográficas y tectónicas que concurrieron en este período permiten distinguir dos unidades cronostratigráficas tortonienses: a) Tortoniense Inferior y Medio, y b) Tortoniense Superior.

2.2.4.1.1 *Tortoniense Inferior* (T_{c11}^{Bc1})

Los conglomerados de Alhama de Murcia contienen elementos angulosos y muy voluminosos de rocas metamórficas y dolomías oscuras, fuertemente cementadas en una matriz calizo-areniscosa rojiza (potencia aproximada, 100 m.).

Conglomerados idénticos existen en la Cresta del Gallo (Murcia), donde se han situado estratigráficamente en la base del Tortoniense.

2.2.4.1.2 TORTONIENSE INFERIOR Y MEDIO ($T_{11-11}^{Bc1-Bc2}$)

Su facies es marina. Se trata de margas amarillentas, areniscas rojas y conglomerados, formando los relieves de la Sierra de la Muela, al N. de Alhama (potencia máxima: 250 a 300 m.). Los horizontes margosos han dado una microfaua tortoniense con *Globorotalia acostaensis*. Este conjunto se adelgaza hacia el O., recubierto en discordancia cartográfica por los depósitos del Tortoniense Superior.

También aparece representado en la parte NO. de la Hoja, en el borde del Valle de Pliego, constituido por margas grisáceas y amarillentas, arenosas, con bancos de areniscas calcáreas y pasadas rojizas, margo-arenosas.

2.2.4.1.3 *Tortoniense Superior*

Se han distinguido:

Margas gris-azul (Tm_{11}^{Bc3}), que contienen en su base especies características del Tortoniense Superior, con *Globorotalia pseudomiocénica* (alrededor de 450 m.). En su parte superior, las margas se sustituyen por calizas areniscosas más o menos organógenas (T_{11}^{Bc3}) o yesos bien estratificados (Ty_{11}^{Bc3}). En las cercanías de Sierra Espuña, estas mismas margas del Tortoniense Superior pasan lateralmente a calizas organógenas, a veces arrecifales, y a conglomerados (T_{11}^{Bc3}) que anuncian la proximidad de las costas.

2.2.4.2 Mioceno Terminal (Andaluciense)

2.2.4.2.1 *Facies marina* (T_{12}^{Bc})

Margas gris verdoso, con intercalaciones yesíferas, sucediendo en continuidad al Tortoniense Superior (alrededor de 250 a 600 m.). La microfauna planctónica, poco variada, lleva formas características del Mioceno Terminal: *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia humerosa*, etc.

2.2.4.2.2 *El volcanismo de Barqueros*

Complejo volcánico importante, con cineritas en la base (V^7), coladas, y cono de emisión ($\rho\psi^7$). Estas emisiones volcánicas, de tipo verítico, se encuentran intercaladas estratigráficamente en la parte alta de las margas marinas del Mioceno Terminal.

2.2.4.2.3 *Facies continental* (T_{c13}^{Bc})

Margas grises o rojizas, areniscas y conglomerados continentales, rematando la serie fini-Miocena (alrededor de 300 m.). Esta formación ha proporcionado numerosos yacimientos de Micromamíferos.

2.2.5 MIOCENO DE LA PERIFERIA DE CARRASCOY

Los terrenos neógenos se presentan muy diferentes sobre las vertientes NNO. y SSE. de la Sierra de Carrascoy.

2.2.5.1 *Vertiente NNO.*

La serie estratigráfica difiere poco de la reconocida precedentemente en la cuenca de Alhama de Murcia, exceptuando una importante reducción de potencia.

2.2.5.1.1 *Tortoniense Superior*

Es directamente transgresivo sobre el substrato bético, por medio de niveles detríticos, brechas, conglomerados, areniscas calcáreas, con Heterosteginas (T_{11}^{Bc3}), a los que pueden seguir algunas decenas de metros de margas grises (Tm_{11}^{Bc3}).

2.2.5.1.2 *Mioceno Terminal marino* (T_{12}^{Bc})

Margas grises con intercalaciones areniscosas, poco potentes (alrededor de 100 m.).

2.2.5.1.3 *Mioceno Terminal continental* (T_{C12}^{Bc})

Margas rojizas o grises, areniscas y conglomerados. Estos depósitos se desarrollan hacia el O. a expensas de la serie marina subyacente.

2.2.5.2 *Vertiente SSE.*

La serie neógena existente en la vertiente meridional de la Sierra de Carrascoy aparece muy diferente de la anteriormente descrita.

2.2.5.2.1 *Helveciense*

Se han encontrado calizas conglomeráticas gris-beige, con restos bioclásticos (T_{C1}^{Bb}), y brecha submonogénica, con elementos de dolomía gris, y cantos de naturaleza diferente, cementados en una matriz margocalcárea amarilla, poco abundante, con restos de organismos marinos (Algas, Briozoarios, Moluscos, etc.) (T_1^{Bb}).

Estos niveles son visibles únicamente cerca del Collado de la Fábrica. Se atribuyen al Helveciense (Langhiense Superior?) por comparación con horizontales mejor caracterizados, conocidos más al E., en la Cresta del Gallo.

2.2.5.2.2 *Tortoniense Inferior y Medio* ($T_{11-11}^{Bc1-Bc2}$)

Conglomerados brechoides, areniscas y margas grises (potencia máxima, 300 m.) que reposan en discordancia, bien sobre los niveles precedentes, bien sobre el substrato pre-Neógeno. Las margas contienen una microfauna tortoniense con *Globorotalia acostaensis*.

2.2.5.2.3 *Tortoniense Superior*

Reposa en ligera discordancia sobre los niveles tortonienses subyacentes, a los que puede incluso desbordar. En su máxima potencia, en el eje de la cuenca, se aprecia la siguiente sucesión:

Areniscas calcáreas conglomeráticas, seguidas de margas siltsas, con bancos areniscos rosáceos (potencia máxima, alrededor de 300 m.). En las margas aparecen formas características del Tortoniense Superior, como la *Globorotalia* cf. *scitula ventriosa* (T_{m11}^{Bc3}).

Conglomerados potentes (aproximadamente, 500 m.). La mitad inferior se ha depositado en medio marino (organismos fijos, cantos perforados por Litófagos), en tanto que la superior presenta intercalaciones de margas arenosas rojas continentales (T_{11}^{Bc3}). En la parte alta aparecen areniscas mar-

gosas gris-marrón, muy fosilíferas: Lithothamnidos, Heterosteginas, Briozoarios, Terebrátulas, *Ditrupa*, Moluscos (*Glycymeris*, cf *bimaculatus*, *Cardium hians*, *Trachycardium multicosatum*, *Laevicardium oblongum*, *Glossus cor*, *Paphia vetula*, *Amussum cristatum*, *Pecten revolutus*, *P. aduncus*, *Flabellipecten ugolinii*, *F. fraterculus*, etc.), así como Equínidos (*Clypeaster expansus*, *Schizaster*, *Psammechinus*), etc.

2.2.5.2.4 Mioceno Terminal (Andaluciense) (T₁₂^{Bc})

Marga gris-verde, con escasos bancos siltosos, sucediendo en continuidad a las areniscas tortonienses (potencia aproximada de 400 m., adelgazándose hacia el O.). La microfauna, rica en especies planctónicas, comprende principalmente: *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia humerosa*, etc.

Inmediatamente al E. de la Hoja de Alcantarilla, los diferentes niveles del Mioceno Terminal ofrecen un desarrollo mejor. Están cubiertos, en ligera discordancia, por las areniscas calcáreas del Plioceno Superior.

2.2.6 FORMACIONES CUATERNARIAS

2.2.6.1 Tobas antiguas (T_{cz-Q}^B)

Tobas grisáceas, muy endurecidas, determinan algunos enclaves residuales al S. de Pliego. Estos niveles se han atribuido hipotéticamente al Pliocuaternario.

2.2.6.2 Limos rojos con costra caliza (Q₁₃)

Limos rojizos con intercalaciones brechoides, coronados por una potente costra caliza, determinan amplios glacis, profundamente tallados por la erosión (N. de Fuente Librilla, Collado de la Fábrica). Es tentador comparar estos niveles con los depósitos continentales encalichados que sobre el litoral remontan al episodio marino del Tirreniense Antiguo (Eotirreniense o Paleotirreniense).

2.2.6.3 Glacis conglomeráticos (Q₁₃)

Glacis conglomeráticos, fuertemente cementados, constituidos por amplios conos coalescentes, se apoyan en el pie meridional de la Sierra Espuña, así como en la ladera NNO. de Carrascos. Están recortados por la erosión reciente, y pueden estar afectados por fracturas (N. de Totana).

2.2.6.4 Formaciones superficiales (Q)

Comprenden aluviones actuales y recientes, derrubios y tierras vegetales.

3 TECTONICA

3.1 UNIDADES BETICAS

3.1.1 SIERRA DE CARRASCOY

Como ya se dijo anteriormente, la Sierra de Carrascoy comprende cuatro unidades tectónicas mayores, que, de abajo a arriba, son: 1) y 2), las unidades de Romero y Carrascoy, que representan el complejo de Ballabona-Cucharón; 3), la unidad Pestillos, que representa el complejo Alpujárride, y 4), la unidad Navela, que representa el complejo Maláguide.

El trabajo de KAMPSCHUUR revela que las secuencias de las cuatro unidades tectónicas muestran los efectos de seis fases, aparentemente correlativas, de deformación alpina (D_1 - D_6). En la parte de la Sierra de Carrascoy, que aparece en la Hoja de Alcantarilla, las estructuras resultantes están especialmente bien desarrolladas en la secuencia litológica de la unidad Carrascoy; también se encuentran en las secuencias de las unidades Pestillos y Navela.

3.1.1.1 Estructuras

En las secuencias litológicas, bien estratificadas de las formaciones Murta y Filos de la unidad Carrascoy, la fase D_1 ha originado pliegues a todas las escalas. Predominan pliegues isoclinales, pero también se formaron tipos agudos y cerrados. Están caracterizados principalmente por una esquistosidad conspicua de plano axial. En la unidad Pestillos el plegamiento atribuible a D_1 no se ha reconocido. Sin embargo, esta primera fase se tiene por responsable de la formación de la pizarrosidad en las filitas de la formación «filitas superiores» y también de la formación local de pizarrosidad en las rocas de la formación «argilita-cuarcita» de la unidad Navela. En esta última se formaron pliegues isoclinales D_1 en las rocas basales bien estratificadas de la formación «Carbonatos».

D_2 se tiene por responsable del emplazamiento final de las unidades tectónicas de la Sierra de Carrascoy. El hecho de que el grado de metamorfismo sin- D_1 de las rocas de la unidad Navela sea claramente más bajo que el de las rocas de las unidades infrayacentes, prueba que este cabalgamiento es posterior a D_1 . La imbricación interna de la unidad Navela es presumiblemente una forma debida a D_2 .

En la unidad Carrascoy, D_3 ha producido pliegues a todas las escalas, gradando desde abierto a isoclinal, con planos axiales buzando unos 40° al NE., y con una esquistosidad crenulada bien desarrollada. En las filitas

de la unidad Pestillos la mayoría de los pliegues D_3 son agudos a isoclinales. Los pliegues D_3 en rocas de la formación «argilita-cuarcita» de la unidad Navela varían desde abiertos a agudos.

D_4 produce pliegues meso y macroscópicos en las rocas de la unidad Carrascoy, variando de suaves a abiertos, y con planos axiales buzando alrededor de 50° al NO.-NNO. La esquistosidad crenulada es débil. Los pliegues D_4 en las filitas de la unidad Pestillos son esencialmente del mismo tipo. La formación «argilita-cuarcita» de la unidad Navela presenta pliegues de escala mesoscópica.

Las secuencias de la Sierra de Carrascoy estuvieron además afectadas por fallas inversas dirigidas hacia el S. (D_5), seguidas por fallas inversas dirigidas hacia el N. (D_6).

Posteriormente tuvo lugar la formación de fallas normales, con las que está relacionado el levantamiento de la Sierra.

3.1.1.2 Esquema ilustrativo de la evolución estructural

A continuación reseñamos los movimientos que afectaron a la Sierra de Carrascoy, empezando por el más reciente y acabando por el más antiguo:

- Fallas normales, relacionadas con la elevación de la Sierra.
- D_6 Fallas inversas dirigidas hacia el N.-NO.
- D_5 Fallas inversas dirigidas hacia el S.
- D_4 Plegamiento con vergencia al SE.; esquistosidad crenulada.
- D_3 Plegamiento con vergencia al SO.; esquistosidad crenulada.
- D_2 Cabalgamiento e imbricación, dirigido hacia el S. produciendo la actual pila de mantos.
- D_1 Plegamiento con vergencia al SO.; pizarrosidad; cabalgamiento dirigido al SO., produciendo la pila inicial de mantos.

3.1.2 SIERRA ESPUÑA

La Sierra Espuña comprende un gran número de unidades tectónicas de carácter cabalgante, que son, de abajo a arriba: unidades de Los Molinos y Los Guillemos, que representan el complejo Alpujarride; unidades Santa-Yéchar y Morrón Largo, de carácter intermedio, y las unidades Atalaya y Morrón de Totana, que pertenecen claramente al Maláguide.

Las secuencias que constituyen estas unidades tectónicas han sido afectadas al menos por tres fases claramente distinguibles de deformación alpina. No pueden probarse deformaciones prealpinas que hayan afectado a las rocas más antiguas en el área.

La estructura más antigua discernible a escala meso y microscópica en las rocas de origen pelítico es una pizarrosidad. Está comúnmente bien marcada, y en las rocas filíticas Permo-Triásicas de la unidad Los Molinos

(Hoja de Lorca) toma la forma de una conspicua esquistosidad. En cierto número de pliegues, habitualmente de carácter isoclinal, puede observarse que la esquistosidad es de tipo de plano axial. Sin embargo, los pliegues son pocos. En los carbonatos, el plegamiento atribuible a esta primera fase de deformación (D_1) sólo se ha observado en un caso.

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

La esquistosidad de la primera fase y el metamorfismo asociado son discontinuos en los contactos de las unidades tectónicas. Se llega a la conclusión de que a lo largo de estos contactos tuvo lugar, subsiguientemente a D_1 , un cabalgamiento, puesto que el metamorfismo de las rocas de las diferentes unidades pudo sólo aparecer bajo condiciones físicas que requieren cierta profundidad tectónica. Se piensa que esta profundidad se alcanzó en lo que se denomina como «pila inicial de mantos». La formación de esquistosidad y metamorfismo fue, por tanto, durante o después del apilamiento de cierto número de unidades tectónicas. El cabalgamiento que originó esta pila inicial se supone asociado con la formación de la esquistosidad.

EGELER y SIMON (1969) insistieron sobre la aparición en la Zona Bética de al menos dos fases diferentes de movimientos de cabalgamiento, la primera de las cuales tuvo lugar en una antigua etapa de la evolución orogénica, y que resultó en el desarrollo de una pila de mantos con la que está relacionada la generación de metamorfismo cinemático. La segunda fase trastornó la pila inicial de mantos. Ello trajo como consecuencia la discontinuidad del metamorfismo en los planos mayores de cabalgamiento, puesto que se efectuaron traslaciones de considerable magnitud.

No es posible la reconstrucción de la pila inicial de las unidades de Sierra Espuña a partir de datos fidedignos. No siempre se puede establecer si los contactos entre unidades actualmente representadas se deben a removilización de los contactos de la primera fase, o si se formaron durante la segunda fase de movimiento de cabalgamiento.

Los planos subhorizontales de cabalgamiento en los contactos de las unidades representan una segunda fase de deformación (D_2), responsable de fuerte reducción tectónica, y que ocasionalmente producen el acuñamiento de formaciones enteras.

Una tercera fase de deformación (D_3) está reflejada en el plegamiento de los planos de cabalgamiento producidos durante D_2 , fenómeno bien ilustrado en los cortes. Estos pliegues son de tipo abierto, y a escala macroscópica. A dicha escala se piensa que la fase de deformación está reflejada por el débil replegamiento de la esquistosidad y de los planos axiales de la primera fase.

Localmente se encuentran cabalgamientos en dirección S. Desplazan los planos de cabalgamiento de la segunda fase.

Varias fallas normales producidas posteriormente a los cabalgamientos aparecen en dos familias que normalmente están orientadas al NNE-SSO. y NO-SE., buzando muy verticalmente.

3.2 FORMACIONES POST-MANTOS

3.2.1 LAS FASES DE PLEGAMIENTO

Los terrenos neógenos registran tres fases de deformación:

3.2.1.1 Fase orogénica pre-Tortonense

Una fase orogénica pre-Tortonense intensa, bien conocida en otras partes de la Sierra de Carrascoy (Cresta del Gallo), se manifiesta entre el Mioceno Medio y el comienzo del Tortonense. Ha dado lugar a la aparición de terrenos metamórficos que, desde los comienzos del Tortonense, quedan sometidos a la erosión (conglomerados de Alhama de Murcia).

3.2.1.2 Movimientos intra-Tortonenses

Deformaciones de débil intensidad se han registrado entre el Tortonense Medio y el Tortonense Superior en la cuenca de Alhama de Murcia, así como en la Sierra de Carrascoy. Son el preludeo de la gran transgresión del Tortonense Superior.

3.2.1.3 Plegamientos post-Miocenos

Los terrenos del Mioceno Superior (Tortonense Superior y Mioceno Terminal) han sido intensamente deformados. La edad de estos plegamientos no puede definirse con precisión en los límites de esta Hoja. Son ciertamente post-Miocenos. Dado que en las partes donde los terrenos Pliocenos se han conservado no están más que débilmente discordantes sobre el Mioceno (Hoja de Murcia), es a los movimientos post-Pliocenos, bien conocidos en regiones próximas (Hoja de Orihuela), a los que se puede atribuir la causa esencial de las deformaciones que ha afectado al Mioceno Superior.

3.2.2 DEFORMACIONES RECIENTES

Los movimientos más recientes, probablemente post-Pliocenos, son el origen de estructuras tectónicas diversas, de las cuales el ejemplo más espectacular es la depresión del río Guadalentín.

En su curso inferior, el río Guadalentín circula por una amplia depresión alargada de SO. a NE., de origen tectónico.

En su borde NO. está limitada por una fractura dirigida de SO. a NE. desde Totana hasta cerca de Alcantarilla. El salto máximo lo alcanza en Alhama de Murcia, donde niveles continentales del Mioceno Terminal se estrellan contra un pequeño testigo de dolomía Triásica que soporta el roquedal del Castillo de Alhama. En este mismo lugar, mineralizaciones ferruginosas relacionadas con la fractura impregnan las capas fini-Miocenas. Indicaremos aquí la existencia de emisiones de agua caliente de los antiguos baños de Alhama de Murcia, cuyo origen está también relacionado con toda probabilidad con este accidente.

Al O. de Alcantarilla, los niveles de yeso Tortonienses aparecen en el compartimiento hundido de la falla; pueden haber subido secundariamente por movimientos de naturaleza diapírica.

En su borde SO., la depresión del río Guadalentín está jalonada por una flexura de las capas fini-Miocenas, que toma toda su amplitud al E. de la Hoja de Alcantarilla.

El río Guadalentín sigue, pues, un corredor tectónico, limitado en una y otra parte por una flexura y una falla que han engendrado un hundimiento, tras lo cual se une al río Segura, que está igualmente guiado en su margen derecha por una flexura acentuada de las formaciones neógenas (Plioceno y Plio-Cuaternario).

También a partir de estos movimientos tardíos se ha edificado el amplio abombamiento de la Sierra de Carrascoy, flanqueado por una y otra parte (NO. y SE.) por terrenos neógenos, con frecuencia fuertemente levantados.

4 HISTORIA GEOLOGICA

4.1 UNIDADES BETICAS

4.1.1 SIERRA DE CARRASCOY

Las columnas estratigráficas de las secuencias Triásicas de las unidades Pestillos y Navela representan los dominios Alpujárride y Maláguide, respectivamente, indicando un brusco cambio en las condiciones de depósito, presumiblemente en el límite entre el Trías Inferior y Medio. La incertidumbre sobre la edad de las rocas de la unidad Carrascoy da lugar a especulación sobre las condiciones de depósito en el dominio Ballabona-Cucharón. El hecho de que estas condiciones difieran de las ya mencionadas se muestra por la columna estratigráfica de la unidad Romero, que refleja el influjo de detritos terrígenos en el Trías Medio.

Las investigaciones de KAMPSCHUUR han facilitado amplia información sobre la evolución estructural durante la orogenia Alpina. El esquema resultante muestra que la pila de mantos ahora representada en la Sierra

de Carrascoy se atribuye a movimientos dirigidos hacia el S., teniendo lugar durante una segunda fase de deformación (D_2). El metamorfismo regional está asociado con plegamiento más antiguo, durante D_1 . De acuerdo con KAMPSCHUUR, esta primera fase es además la responsable de los mayores movimientos de cabalgamiento, que condujeron a la formación de una pila inicial de mantos, en el sentido de EGELER y SIMON (1969). Puede repetirse aquí que estos autores recalcan que la evolución de la estructura de mantos de la Zona Bética tiene una naturaleza compleja y que al menos dos fases mayores de cabalgamiento de diferente carácter han jugado un papel. La aceptación de este concepto de que el metamorfismo regional en los cinturones de cabalgamiento alpino está relacionado, de un modo u otro, con la profundidad tectónica, les conduce a postular el desarrollo en una antigua etapa de la evolución orogénica, de una pila inicial de mantos, con la que estuvo conectada la generación del metamorfismo cinemático. El hecho de que esta pila inicial fuera trastornada en una etapa posterior por traslación de considerable magnitud está evidenciado por la discontinuidad del metamorfismo en los planos mayores de cabalgamiento en la pila actual.

Estará claro que la cuestión de si la fase D_1 de KAMPSCHUUR es responsable de la generación de la pila inicial de mantos, punto muy importante, y al mismo tiempo muy delicado, no puede aún confirmarse por falta de evidencia. Si fuera correcto, parece no haber escape a la conclusión de que los movimientos de cabalgamiento iniciales en la Zona Bética fueron dirigidos hacia el S.

La datación de D_1 hasta incluso D_4 es necesariamente muy imprecisa, ya que las rocas más jóvenes afectadas por estas fases son de edad Triásica, y las más antiguas no afectadas, del Mioceno Medio. Los depósitos post-mantos fueron afectados por D_5 y D_6 (fallas) en alguna época entre el Plioceno Medio y Superior. El fallamiento subsiguiente normal se supone relacionado con el levantamiento de la Sierra.

4.1.2 SIERRA DE ESPUÑA

Sólo la columna estratigráfica de la unidad Atalaya provee información sobre la historia geológica prealpina de la región ahora representada por la Sierra de Espuña. Las otras unidades tectónicas carecen de depósitos anteriores al Permotriásico. Las grauvacas Devono-Carboníferas de la formación Algarrobo, sin embargo, parecen estar cubiertas por la secuencia Permo-Triásica, sin una apreciable angularidad.

Los conglomerados de tipo Verrucano, situados en la parte basal de las secuencias Permo-Triásicas, atestiguan un brusco cambio en el aporte en la cuenca de sedimentación y un brusco cambio en el modo de deposición. Las rocas infrayacentes se depositan por corriente de turbidez, y los

conglomerados tipo Verrucano se suponen sedimentados por aparatos aluviales. Esta puede ser la única evidencia de diastrofismo herciniano y levantamiento.

Las condiciones de deposición durante el Permo-Triásico se piensa que son fluviales y marino costeras (y probablemente lacustres), como discutió ROEP (1972). Los carbonatos suprayacentes son marinos.

Es de importancia notar que las columnas estratigráficas de las secuencias Permo-Triásicas a Triásicas de todas las unidades de la Sierra Espuña reflejan un cambio brusco de condiciones sedimentarias durante el Triásico, de pelítico-cuarcíticas a carbonatos, que es característico para la mayor parte de la Zona Bética.

Con exclusión de la parte más alta de la unidad de Morrón de Totana, y la unidad de Prat Mayor, no se suponen presentes depósitos post-Triásicos en las unidades tectónicas. Se pueden aventurar varias hipótesis para esta ausencia, que son: 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.

Las estrechas analogías en el desarrollo estratigráfico de las unidades estructurales de la Sierra Espuña, especialmente las analogías entre unidades adyacentes, sugieren una estrecha relación paleogeográfica. Teniendo en cuenta la actual superposición, una ordenación paleogeográfica: ámbito Maláguide (Prat Mayor, Morrón de Totana y Atalaya) —Morrón Largo, Santa-Yéchar—, ámbito Alpujárride (Los Guillemos y Los Molinos), parece lógica. A la vista de la falta de conocimientos en lo que concierne a la dirección de traslación de las unidades, la cuestión de si el ámbito Maláguide estaba situado al N. o al S. del Alpujárride permanece sin respuesta.

Se piensa que las unidades se emplazaron durante al menos dos fases tectónicas separadas, caracterizadas por importantes traslaciones horizontales. Durante la primera, las unidades se individualizaron. Esta fase se considera sin- o pre-metamórfica (y sin- o pre-esquistosidad), como se refleja en la disminución general en el grado de metamorfismo hacia unidades superiores. El cabalgamiento durante la segunda fase causó 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.

La datación de las fases de cabalgamiento es muy imprecisa, ya que en Sierra Espuña las rocas más jóvenes afectadas son de edad Jurásica, y las más antiguas no afectadas son de edad Oligocena. Las observaciones de la Hoja de Coy conducen a una datación más precisa.

En una última etapa de la historia orogénica, la Sierra Espuña ha sido activamente afectada por fallamiento, principalmente fallas normales. Algu-

nas de las fallas afectan a los depósitos del Neógeno Superior. Puesto que los depósitos del Neógeno Superior cubren algunas partes altas en Sierra Espuña, se supone la aparición de dicha Sierra por fallamiento.

4.2 LOS TERRENOS POST-MANTO

Los depósitos oligocenos son discordantes sobre el Jurásico de Sierra Espuña, sedimentándose en serie continua durante el Mioceno Inferior, en ambiente marino, y reflejando la proximidad de la costa por la constante presencia en toda la serie, hasta el Mioceno Medio, de elementos detríticos, producto del desmantelamiento de los terrenos Mesozoicos, en mayor o menor proporción.

Los depósitos Helvecienses de la Sierra de Carrascoy (Langhiense Superior) están reducidos a algunas láminas, respetadas por la erosión consecutiva a los movimientos tectónicos, que se han manifestado justo antes del Tortoniense. Justifican dos observaciones:

- Las brechas dolomíticas con cemento marino, conocidas en otros sitios, en la Sierra de Carrascoy, en la base del Mioceno Medio, son el resultado del descortezamiento en el mar de relieves dolomíticos, tras un período de desequilibrio tectónico.
- Aquí, como en la Cresta del Gallo, los elementos detríticos del Langhiense Superior están desprovistos de todo tipo de materiales metamórficos, los cuales no aparecen masivamente más que a partir del Tortoniense Basal (conglomerado de Alhama de Murcia y de la Cresta del Gallo), después que la fase orogénica ante-Tortoniense ha expuesto a la erosión unidades estructurales profundas.

En el Tortoniense Inferior y Medio, el mar no recubre más que una pequeña parte de la cubeta de Alhama. Los depósitos de la Muela de Alhama son un testigo actual. En el borde de la Sierra de Espuña emergida se depositan esporádicamente materiales continentales. El mar parece haber dibujado un golfo abierto hacia el S., pero probablemente sin comunicación con la cuenca marina de la misma edad conocida más al NE. (Fortuna-Elche).

Sobre la falda meridional de la Sierra de Carrascoy, el mar se introduce en un pasillo estrecho, pero fuertemente subsidente, abierto hacia el SE., y cerrándose hacia el NO. sobre los relieves de la Sierra.

En resumen, en el Tortoniense Inferior y Medio el mar no ocupa más que un dominio limitado a entrantes estrechos, rodeados por los relieves rejuvenecidos por los movimientos tectónicos intensos, producidos entre el Mioceno Medio y Superior.

En el Tortoniense Superior se despliega una amplia transgresión que desborda en ligera discordancia los depósitos del Tortoniense Inferior y Medio, y sumerge numerosos relieves.

Una gran cuenca de sedimentación principalmente limosa se extiende desde Alhama de Murcia hacia Fortuna y Abanilla, alcanzando finalmente hacia el E. el dominio marino de Elche y Alicante.

Hacia el O. el mar avanza sobre las márgenes de la Sierra de Espuña, donde los depósitos organógenos y conglomeráticos anuncian la proximidad de las orillas. En dirección S., tras haber contorneado las tierras emergidas de Orihuela y Murcia, el mar inunda progresivamente una gran parte de la Sierra de Carrascoy, estableciendo de esta forma relaciones con el dominio marino meridional (vertiente meridional de Carrascoy, Campo de Cartagena, etc.).

En el Mioceno Terminal el cuadro paleogeográfico se hace más contrastado. La evolución del dominio marino se efectúa diferencialmente en una y otra parte de la Sierra de Carrascoy.

La cuenca de Alhama-Fortuna, tendiendo a cerrarse, representa un medio semiconfinado propicio a episodios evaporíticos y albergando faunas con frecuencia empobrecidas.

La regresión interviene bastante pronto, tras la cual se depositan potentes conglomerados continentales alimentados por los niveles circundantes. Es poco antes de esta emersión cuando se manifiesta el fenómeno volcánico de Los Barqueros.

En la vertiente meridional de Carrascoy, por el contrario, el mar permanece ampliamente abierto hacia el E. La regresión se manifiesta más tardíamente, con depósitos de capas calizo-margosas neríticas, terminando con depósitos someros o continentales (Hoja de Murcia). Un golfo marino invade de nuevo la región en el Plioceno Superior y viene a cerrarse inmediatamente al E. de los límites de la Hoja, en los alrededores de Corvera.

En el Cuaternario se desarrollan amplios glaciares de acumulación, limos brechíticos con costras, glaciares conglomeráticos, constituidos por la coalescencia de los conos aluviales al pie de la Sierra.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

En la parte NE. de la Sierra de Carrascoy, el yeso es de amplia distribución, como constituyente de la formación Murta de la unidad Carrascoy. A pesar de los buenos accesos, el yeso es explotado sólo en una localidad al N. de Fuente de las Palomas.

En el pasado se hicieron algunos intentos de explotación de galena, que está presente en pequeñas cantidades en carbonatos brechíticos de la unidad Navela, al E. del Caserío de Navela.

La presencia local de malaquita y azurita a lo largo de diaclasas en cuarcitas de la formación Murta de la unidad Carrascoy y de la formación «argilita-cuarcita» de la unidad Navela es digna de mención.

Las mineralizaciones de hierro de Alhama de Murcia justificaron hace tiempo una pequeña explotación.

Respecto a los sedimentos Neógenos, añadiremos que hoy día sólo los yesos tortonienses se explotan episódicamente cerca de Alcantarilla.

6 PETROGRAFIA

6.1 SIERRA DE ESPUÑA

6.1.1 METAMORFISMO

Las secuencias de todas las unidades de la Sierra de Espuña muestran los efectos de metamorfismo alpino, sincinemático, relacionado con la primera fase de deformación alpina. El grado es bajo; nunca sobrepasa la subfacies más inferior de la facies de los 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 la de Los Guillemos, «argilitas y pizarras» en la de Santa-Yéchar, y «argilitas» en la de Morrón Largo, Atalaya y Morrón de Totana.

La recristalización es casi siempre incompleta, como se demuestra por la conservación de granos de origen sedimentario, incluso en rocas de la unidad más altamente metamórfica, la de Los Molinos.

Entre los minerales de neoformación se encuentra el cuarzo, mica incolora, clorita y opacos. En los carbonatos, a menudo se encuentran cristales idioblásticos de albita que se consideran diagenéticamente formados; no son producto de metamorfismo.

Las rocas prealpinas de la formación Algarrobo de la unidad Atalaya atestiguan un grado de metamorfismo equivalente al que se deduce afectó a las rocas alpinas de esta unidad. Por lo tanto, no puede afirmarse que en esta área haya tenido lugar un metamorfismo herciniano.

6.2 SIERRA DE CARRASCOY

6.2.1 METAMORFISMO

Las rocas de las cuatro unidades tectónicas distinguidas en la Sierra de Carrascoy muestran los efectos de un bajo grado de metamorfismo alpino. Para comparación del grado de metamorfismo en las distintas unidades, las

rocas más adecuadas parecen ser las pelíticas. En el campo puede hacerse a groso modo una subdivisión en argilitas, pizarras y filitas. En las argilitas el metamorfismo ha dado lugar a la neoformación de material sericítico, clorita y cuarzo, y en las pizarras y filitas se ha formado mica incolora (moscovita, a veces paragonita), clorita, albita y cuarzo. De acuerdo con KAMPSCHUUR (1972), la formación de estos minerales es sincinemática y relacionada a la primera fase de deformación (D_1), que ha afectado a las secuencias de las cuatro unidades.

El grado de metamorfismo raramente sobrepasa la facies de los esquistos verdes. Puede repetirse, sin embargo, que la presencia de croisita en algunas metabasitas sugiere transiciones locales a las condiciones de la facies de esquistos con glaucófana. KAMPSCHUUR encontró imposible separar las rocas de diferentes unidades tectónicas de acuerdo con el grado de metamorfismo, sólo sobre la base de estudio microscópico. Por tanto, usó difractogramas de muestras pulverizadas de la secuencia de cada unidad, en orden a establecer la coexistencia de moscovita-paragonita, la cristalinidad de la illita y de la clorita. Los resultados le condujeron a la conclusión de que: 1) el metamorfismo de las rocas de la unidad Romero es más bajo que de Carrascoy, igual o ligeramente más bajo que el de Pestillos, e igual o ligeramente más alto que el de Navela; 2) el metamorfismo de las rocas de Carrascoy es igual o ligeramente más alto que el de las rocas de Pestillos y más alto que el de Navela; y 3) el metamorfismo de Pestillos es más alto que el de Navela.

6.2.2 ROCAS IGNEAS

Los minerales relictos de origen magmático que aparecen en las metabasitas incluyen: clinopiroxeno incoloro, hornblenda verdosa-marrón, biotita, plagioclasa (An 37-50) e intercrecimientos granofídicos de cuarzo y feldespato potásico.

Los minerales producidos por metamorfismo incluyen: anfíbol actinolítico, verde azulado, croisita (rara), albita, mica esencialmente incolora, clorita, cuarzo y minerales del grupo de la epidota.

Se encuentran todas las transiciones, desde rocas con textura ofítica, prácticamente intacta y con abundantes minerales relictos, hasta rocas cuyo origen ígneo sólo puede reconocerse al microscopio. La plagioclasa habitualmente está totalmente pseudomorfizada por agregados de mica incolora y minerales de epidota. Algunas láminas contienen albita en damero, presumiblemente formada por albitización de feldespato potásico.

El conjunto de minerales formados por metamorfismo indica la facies de los esquistos verdes. Sin embargo, la presencia ocasional de croisita sugiere transición local a la facies de los esquistos con glaucófana.

Los carbonatos en contacto inmediato con las metabasitas pueden mos-

trar un cambio en color en una estrecha zona (midiendo varias decenas de centímetros de espesor) y manchas parduzcas, consistentes en material carbonático, albita y opacos, ocasionalmente junto con biotita, mica incolora, clorita y epidota.

KAMPSCHUUR (1972) sugiere que la ausencia de minerales de alta temperatura en los contactos de los sills básicos gruesos, combinada con la estrechez de la zona de contacto, indica que la intrusión tuvo lugar en sedimentos húmedos, inconsolidados. Esto implicaría obviamente una edad triásica para las rocas básicas.

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 Betische 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 Alhamilla 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.