



IGME

1008

18-41

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MONTEFRIO



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MONTEFRIO

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria ha sido efectuada por Investigaciones Geológicas y Mineras, S.A. (INGEMISA), bajo normas dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), habiendo intervenido en la misma los siguientes Técnicos Superiores:

CARTOGRAFIA Y MEMORIA

Lupiani Moreno, E. Licenciado en Ciencias Geológicas
Soria Mingorance, J. Licenciado en Ciencias Geológicas

SEDIMENTOLOGIA

Subbético:

García Hernández, M. Doctor en Ciencias Geológicas
Martín Martín, J.M. Doctor en Ciencias Geológicas

Depresión de Granada:

Fernández Martínez, J. Doctor en Ciencias Geológicas
Rodríguez Fernández, J. Doctor en Ciencias Geológicas

MACROPALEONTOLOGIA

Linares Rodríguez, A. Doctora en Ciencias Geológicas
Tavera Benitez, J.M. Doctor en Ciencias Geológicas

MICROPALEONTOLOGIA

Martínez Gallego, J. Doctor en Ciencias Geológicas
González Donoso, J.M. Doctor en Ciencias Geológicas
Linares Rodríguez, D. Doctor en Ciencias Geológicas
Serrano Lozano, F. Doctor en Ciencias Geológicas

NEOTECTONICA

Sanz de Galdeano, C. Doctor en Ciencias Geológicas

GEOMORFOLOGIA

Ruiz López, J.L. Licenciado en Ciencias Geológicas

PETROLOGIA

Puga, E. Doctora en Ciencias Geológicas

ANALISIS ESPECIALES

Rodríguez Badiola, E. Doctor en Ciencias Geológicas

ASESORIA TECNICA EN CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGIA

Serrat Congost, D. Doctor en Ciencias Geológicas

ASESORIA TECNICA EN SUBBETICO

Vera Torres, J.A. Doctor en Ciencias Geológicas

ASESORIA TECNICA

Baena Pérez, J. Licenciado en Ciencias Geológicas

SUPERVISOR DEL IGME

Pérez González, A. Doctor en Ciencias Geológicas

INDICE

	Páginas
0. INTRODUCCION	7
0.1. SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS	7
0.2. ANTECEDENTES GEOLOGICOS	8
0.3. ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL	10
1. ESTRATIGRAFIA	14
1.1. ZONA CIRCUMBETICA	14
1.1.1. Margas claras con niveles turbidíticos (1)	14
1.1.2. Alternancia de margas claras y rojas (2)	15
1.1.3. Margas y arcillas rojas y verdes con niveles turbidíticos con sílex (3)	15
1.1.4. Calizas de microcodium (4)	16
1.1.5. Arcillas y margas abigarradas y yesos (5)	16
1.2. ZONAS EXTERNAS	17
1.2.1. Subbético Interno	17
1.2.1.1. Calizas oolíticas, localmente brechoides y dolomías (8)	17
1.2.1.2. Calizas con sílex y calizas margosas (9)	18
1.2.1.3. Brechas calcáreas (10)	18
1.2.1.4. Margas y margocalizas (11)	18
1.2.2. Unidad Parapanda-Hacho de Loja	19
1.2.2.1. Dolomías (12)	19
1.2.2.2. Calizas de tonos claros (13)	20

	Páginas
1.2.2.3. Calizas con sílex (14)	20
1.2.2.4. Calizas margosas y margocalizas (15)	21
1.2.2.5. Calizas biomicríticas y nodulosas (16)	21
1.2.2.6. Margas y margocalizas (17)	21
1.2.3. Trias de Antequera (16)	21
1.2.3.1. Brechas poligénicas, arcillas y margas abigarradas, areniscas y yesos (16)	22
1.2.3.2. "Ofitas" (17)	22
1.2.3.3. Enclaves metamórficos (18)	23
1.2.4. Subbético Medio	24
1.2.4.1. Dolomías y Carniolas (19)	24
1.2.4.2. Arcillas y margas abigarradas y yesos (20)	24
1.2.4.3. Dolomías (21)	25
1.2.4.4. Calizas (22)	25
1.2.4.5. Rocas volcánicas (23)	26
1.2.4.6. Calizas margosas, nodulosas, margocalizas y margas (24)	26
1.2.4.7. Calizas nodulosas (25)	27
1.2.4.8. Margas y margocalizas amarillentas (26)	27
1.2.4.9. Rocas subvolcánicas (27)	28
1.2.4.10. Margocalizas y calizas silicificadas oscuras (28)	28
1.2.4.11. Margas y margocalizas blanco-amarillentas (29)	29
1.2.4.12. Rocas volcánicas (30)	29
1.2.4.13. Margocalizas y margas silíceas de tonos verdosos (31)	29
1.2.4.14. Margas rojas con niveles de margocalizas silíceas "radiolaritas" (32)	30
1.2.4.15. Turbiditas calcáreas con sílex y margas amarillentas y rojizas (33)	30
1.2.4.16. Margas y margocalizas (34)	31
1.2.4.17. Margas y margocalizas rosadas (35)	31
1.2.4.18. Margas claras con niveles turbidíticos (36)	32
1.2.4.19. Calizas bioclásticas y conglomerados (37)	33
1.2.4.20. Margas, conglomerados y calizas bioclásticas (38)	33
1.2.4.21. Margas verdes (39)	34
1.2.4.22. Margas blancas algo silíceas (40)	34
1.3. NEOGENO Y CUATERNARIO. DEPRESION DE GRANADA	34
1.3.1. Mioceno medio	35
1.3.1.1. Arenas y margas verdoso amarillentas (41)	35
1.3.2. Tortoniense (42, 43)	35

1.3.2.1. Areniscas calcáreas bioclásticas poco cementadas y margas (42)	35
1.3.2.2. Areniscas calcáreas bioclásticas (43)	36
1.3.3. Turolense superior (44, 45, 46)	37
1.3.3.1. Yesos laminados con lutitas y carbonatos (44)	37
1.3.3.2. Margas y margocalizas con lignito (45)	38
1.3.3.3. Calizas y margocalizas con gasterópodos (46)	38
1.3.4. Turolense terminal-Pleistoceno (47, 48, 49, 50, 51)	38
1.3.4.1. Conglomerados y arenas canalizadas "conglomerados de Moraleda" (47)	39
1.3.4.2. Limos blancos, arenas con niveles conglomeráticos (48)	40
1.3.4.3. Margas, limos blancos y calizas (49)	40
1.3.4.4. Arcillas rojas y conglomerados (50)	41
1.3.4.5. Calizas oncolíticas y travertínicas (51)	42
1.3.5. Pleistoceno-Holoceno (52, 53, 54, 55, 56, 57, 58)	42
1.3.5.1. Conglomerados, arenas y arcillas (52)	42
1.3.5.2. Arcillas rojas y costras calcáreas (Glacis) (53)	43
1.3.5.3. Conos de deyección (54)	43
1.3.5.4. Brechas (55)	43
1.3.5.5. Derrubios en general y deslizamientos (56)	44
1.3.5.6. Travertinos (57)	45
1.3.5.7. Aluvial y terrazas aluviales (58)	45
2. TECTONICA	45
3. GEOMORFOLOGIA	47
3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA	47
3.2. SISTEMAS MORFOGENETICOS	49
3.2.1. Sistema Fluvial	49
3.2.2. Sistema de Vertientes	50
3.2.2.1. Deslizamientos	50
3.2.3. Sistema Kárstico	51
3.2.4. Procesos edáficos	52
3.3. DINAMICA ACTUAL	52
4. PETROLOGIA	53
5. HISTORIA GEOLOGICA	63

	Páginas
6. GEOLOGIA ECONOMICA	64
6.1. MINERIA Y CANTERAS	64
6.2. HIDROGEOLOGIA	65
7. BIBLIOGRAFIA	67

Depósito Legal: M-30.452 - 1988

Imprime Ferreira, S.A. Marqués de Monteagudo, 17. 28028-MADRID

0. INTRODUCCION

0.1. SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS.

La Hoja a escala 1:50.000 nº 1008 "Montefrío" se localiza en el extremo Noroccidental de la provincia de Granada, enmarcada en las siguientes Coordenadas Greenwich:

De 37° 10'04", 9 a 37° 20'04"9 Latitud Norte
y de 3° 51'10", 9 a 4° 11'10"9 Longitud Oeste.

Los núcleos urbanos de mayor envergadura son Loja, Montefrío, Illora, Huetor Tájar, Algarinejo, Zagra y Alomartes, existiendo también una importante población dispersa que aun vive en cortijos.

Morfológicamente el sector septentrional y occidental de la Hoja (ocupada por materiales Subbéticos) es accidentado, con cotas que alcanzan los 1600 m en Sierra Parapanda. En el resto las formas son suaves, interrumpidas solamente por el encajamiento local de los cursos fluviales que son el Genil, Cacín Turra, arroyo Vilano, de la Cañana y de los Molinos.

La economía del sector viene marcada mayoritariamente por la agricultura, que se caracteriza por el cultivo de olivar en los relieves y cereales en los valles y formas alomadas de la Depresión de Granada. En los márgenes del Genil se ha desarrollado una agricultura intensiva de regadío.

La industria solamente está representada por factorías de molturación de aceitunas y conservas.

La red viaria está bien conservada y existe una densa red de caminos vecinales.

0.2. ANTECEDENTES

Sobre la región comprendida dentro de esta Hoja se han publicado numerosos trabajos en los que se abordan aspectos geológicos diversos. La publicación en 1969 del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, en su primera serie, por parte del IGME (VERA 1969) constituye un punto de referencia importante, ya que a partir de ella el grado de conocimiento sobre la geología de la región y el número de trabajos publicados se han incrementado notablemente.

Los primeros datos sobre esta región corresponden a descripciones locales de BERTRAND y KILIAN (1889), en especial de algunos yacimientos fosilíferos. BLUMENTHAL (1931) en su trabajo sobre la región de Antequera y Loja, incluyendo un epígrafe dedicado al Hacho de Loja, que queda dentro de esta Hoja, donde se discute su posición estratigráfica y su estructura, interpretándose como una escama vergente al norte.

Hasta el inicio de la década de los sesenta no hay apenas avance en el conocimiento y los bosquejos de mapas que existían (.ej. 1:400.000 del IGME), no aportaban datos nuevos. La Tesis Doctoral de VERA, J.A. (1966) imprime un avance importante en la geología de la Hoja, al tiempo que elabora el mapa geológico del conjunto de la Hoja.

En una primera publicación VERA y GONZALEZ-DONOSO (1964), se describe el afloramiento de materiales miocénicos de Montefrío y se reconoce en ellos una discordancia interna que se dató como intravindobonense.

En otro trabajo de VERA (1965), se describieron por primera vez las facies margosas y pelágicas del Jurásico y Cretácico del Subbético de este sector, y se comparan con las descritas más al Oeste por PEYRE (1962). En otro trabajo posterior (VERA, 1966a), se define la unidad de Parapanda-Hacho de Loja como una unidad alóctona que se dispone, "flotando" sobre materiales subbéticos de características estratigráficas diferentes, siendo la primera vez que se habla de mantos de corrimiento para el área comprendida en la Hoja. En el mismo año para la región adyacente por el Este, GARCIA-DUEÑAS (1966) define la unidad de Móclín que es la continuación de la exterior hacia el Este.

La citada Tesis Doctoral (VERA, 1966b) aporta un estudio geológico regional sobre la región y las adyacentes y define unidades paleogeográficas, describe sus series estratigráficas, las correlaciona y la interpreta en un contexto de sedimentación geosinclinal. A partir de los datos de dicha tesis se elabora el mapa y la memoria del Mapa Geológico que publicó el IGME (VERA 1969). En el mismo año se publica la hoja colindante por el Sur (1025 Loja) por GONZALEZ-DONOSO y VERA (1969), que recoge en parte los datos de GONZALEZ-DONOSO (1967). El área localizada inmediatamente al Este se estudia por GARCIA-DUEÑAS (1967b) y parte de sus resultados se publican en la Hoja 1009 (Granada) del Mapa Geológico Nacional por GARCIA-DUEÑAS y GONZALEZ-DONOSO (1971).

A partir de la publicación de estos mapas los trabajos publicados son bastantes numerosos, en especial los referidos al estudio estratigráfico, sedimentológico y paleontológico de los materiales.

DABRIO y VERA (1970) hacen un estudio, correlacionando varias series estratigráficas del Subbético en la región comprendida entre Algarinejo y Rute, y ponen de manifiesto cambios de facies y potencia muy notables. GONZALEZ-DONOSO et al. (1971), hacen un estudio de los materiales jurásicos de las Cordilleras Béticas donde se incluyen los datos de este sector y se comparan con los de otros, dentro de una interpretación general.

GONZALEZ-DONOSO, RIVAS y VERA (1971) estudian con detalle la serie liásica de Sierra Pelada en un corte muy próximo al extremo nordeste de la Hoja. RIVAS (1972) estudia los materiales liásicos y sus faunas de ammonites en diversos cortes de esta Hoja. GONZALEZ-DONOSO et al. (1972) publican una guía de excursión donde se describen las series jurásicas de Sierra Pelada y de Illora.

PEYRE (1974) estudia la región colindante hacia el Oeste y hace bastantes referencias a la de esta Hoja. Entre ellas hace una interpretación de los materiales paleógenos del borde sur subbético como alóctonos, relacionados, al menos indirectamente con la unidad de Parapanda Hacho de Loja y con el Trías de Antequera.

GONZALEZ-DONOSO et al. (1976) estudian con carácter monográfico las discontinuidades del Lías Medio y para ello se basan en diversos cortes de esta Hoja (Illora, Algarinejo-Sierra de Chanzas, Montefrío. etc.).

GONZALEZ-DONOSO (1977) publica una puesta al día sobre los materiales miocénicos de la Depresión de Granada, cuyo borde norte queda incluido en la Hoja.

GARCIA-HERNANDEZ et al. (1979a) estudia las características estratigráficas del Lías infracarixiense y entre las series en las que se basan, están algunas de este sector. Igualmente GARCIA-HERNANDEZ et al. (1979b) cuando estudian los materiales del Carixiense, se hacen alusiones a observaciones efectuadas en esta Hoja. En un tercer artículo GARCIA-HERNANDEZ et al. (1979c) cuando describen materiales de llanuras de mareas en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas se refieren a algún corte (Illora) de esta Hoja.

MARTIN (1979) estudia la dolomitización de la formación carbonatada liásica del Subbético y deduce que este proceso alcanza el máximo desarrollo en las unidades que estarían cercanas al límite entre dominios paleogeográficos (como el Hacho de Loja). RUIZ-ORTIZ y VERA (1979) estudian las turbiditas calcáreas del Jurásico Superior y entre los cortes donde se basan, hay dos dentro de la Hoja (sur de Sierra Pelada y arroyo Vilanos).

PUGA y RUIZ-CRUZ (1980) a partir de la litología, textura y composición química de las rocas subvolcánicas (ofitas) y volcánicas submarinas, deducen el ambiente geodinámico del magmatismo; varias localidades del muestreo están incluidas dentro de esta Hoja. GONZALEZ-DONOSO et al. (1980) estudian con detalle la discordancia de los materiales miocénicos de Montefrío y la datan dentro del Tortonense, ligada a una fase de deformación que fijan en la base de la subzona de *Turborotalia humerosa*.

BRAGA et al. (1981) estudian las facies ammonítico rosso liásicas y entre los cortes en los que basan la observación está el de Illora. Por su parte ROCA y MARTINEZ-GALLEGO (1981) publican una nota sobre los nummulites de Montefrío.

BRAGA (1982) hace un estudio monográfico sobre las faunas de ammonites del Domeriense y entre los cortes muestreados incluye dos en la Sierra de Chanzas y otros dos en la región de Illora-Alomartes, dentro de esta Hoja.

RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1982) en su Tesis Doctoral estudia con detalle los materiales miocénicos de esta Hoja y los compara con los de la misma edad en otras áreas de la Zona Subbética.

ESTEVEZ et al. (1982a) estudian un yacimiento de vertebrados en el borde sur de la Hoja, que permite datar como Mioceno (Turolense) la base de las formaciones detríticas fluviales de la Depresión de Granada. ESTEVEZ et al. (1982b) ponen en evidencia, a partir de estructuras menores, que la fase de deformación que produjo la discordancia intratortoniense en Montefrío y en otros sectores de las Cordilleras Béticas era comprensiva.

BAENA y JEREZ (1982) hacen diversas referencias a esta Hoja, entre ellas las relativas a la consideración de la Unidad de Parapanda-Hacho de Loja como integrante del Subbético Interno. Finalmente se ha dispuesto del mapa y la memoria sin publicar de la Hoja 1007 (Rute), localizada inmediatamente hacia el Oeste (CANO, in litt).

0.3. ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL

La región comprendida en la Hoja 1008 (Montefrío) queda incluida dentro de la Zona Subbética, en el sentido original de FALLOT (1948). Igualmente afloran materiales de la Zona Circumbética (BAENA et al. 1982) y de la Depresión de Granada.

Las Cordilleras Béticas representan el extremo más occidental del conjunto de cadenas alpinas europeas. Se trata, conjuntamente con la parte Norte de la zona africana, de una región inestable afectada en parte del Mesozoico y durante gran parte del Terciario de fenómenos tectónicos mayores, y situada entre los grandes cratones europeo y africano.

Tradicionalmente se distinguen las "Zonas Internas" y las "Zonas Externas", en comparación con Cordilleras de desarrollo geosinclinal, o sea una parte externa con cobertera plegada, y a veces con estructura de manto de corrimiento, y una parte interna con deformaciones más profundas que afectan al zócalo y que están acompañadas de metamorfismo. Actualizando estos conceptos, podríamos decir que "Zonas Externas" se sitúan en los bordes de los cratones, placas europea y africana, y presentan características propias en cada borde, mientras que las "Zonas Internas", son comunes a ambos lados del mar de Alborán, situándose en la zona de separación existente entre ambas placas o zonas cratogénicas.

Circunscribiéndose al área ibérica podemos decir que están presentes las "Zonas Externas" correspondiendo al borde de la placa europea, y parte de las "Zonas Internas". El resto de las "Zonas Internas" aflora en amplios sectores de las zonas africanas y europea, que rodean al actual Mediterráneo.

Las "Zonas Externas" están representadas aquí por:

- La Zona Prebética
- La Zona Subbética.

y las "Zonas Internas" por:

- La Zona Circumbética y
- La Zona Bética.

La distribución geográfica de estas zonas de Norte a Sur y desde la Meseta hasta el mar sería la siguiente: Prébética, Subbética, Circumbética y Bética.

Veamos ahora muy resumidamente las características de estas zonas.

La Zona Prebética: Es la más externa, y se deposita sobre una corteza continental, la de la meseta. En ella los sedimentos son propios de medios marinos someros o costeros, con ciertos episodios de tipo continental. Fue definida ya por BLUMENTHAL (1927) y FALLOT (1948) y en base a la potencia de sedimentos, y a las diferencias de facies en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, algunos autores la subdividen en tres dominios:

- Prebético Externo.
- Prebético Interno.
- Prebético Meridional.

BAENA, J. y JEREZ, L. 1982, diferencian los dos primeros dominios, teniendo en cuenta las diferentes facies en el Cretácico y en el Paleógeno.

La Zona Subbética: Se sitúa al Sur de la anterior, y presenta facies pelágicas más profundas a partir del Domeriense, con margas, calizas nodulosas, radiolaritas y hasta facies turbidíticas a partir del Jurásico terminal. Igualmente en cierto sector existió volcanismo submarino durante el Jurásico.

En base a las características de la sedimentación durante el Jurásico y parte del Cretácico Inferior se ha subdividido esta zona en tres dominios que de Norte a Sur son:

- Subbético Externo
- Subbético Medio
- Subbético Interno

El Subbético Externo incluirá parte del talud que enlaza con el Prebético, un pequeño surco con depósitos turbidíticos y un umbral que separa este surco de la parte más profunda, el Subbético Medio (Unidades Intermedias en el sentido de RUIZ ORTIZ, P.A. 1.980)

El Subbético Medio se caracteriza por facies profundas desde el Lías Superior, con abundancia de radiolaritas y con volcanismo submarino, representa la parte más profunda de la Zona Subbética.

El Subbético Interno se caracteriza por facies calcáreas durante todo el Jurásico y .representaría un umbral sedimentario que probablemente marcaría el límite meridional de las Zonas Externas.

La Zona Subbética es probable que se depositara sobre una corteza continental adelgazada, relacionada con la placa europea. La primera alusión a

esta Zona corresponde a DOUVILLE (1906), siendo posteriormente definida también por BLUMENTHAL y FALLOT.

La Zona Circumbética: ya dentro de las Zonas Internas, ha recibido este nombre porque sus materiales rodean con mayor o menor extensión a la Zona Bética, (BAENA, J. Y JEREZ, L. 1982). Dentro de esta zona estarían incluidas unidades, formaciones y complejos que han recibido diversas denominaciones según los autores, tales como Dorsal, Predorsales, Zona Media, Unidades del Campo de Gibraltar, Substrato de los flysch cretácicos, Subbético Ultrainterno, etc.

Se trataría de una zona que en principio se situaría entre las Zonas Externas Ibéricas y las Zonas Externas Africanas, ocupando un amplio surco que se fue estructurando a partir del Pliensbachiense. En su zona más profunda se depositaron radiolaritas, y a partir del Jurásico Superior potentes formaciones turbidíticas que se fueron sucediendo hasta el Mioceno Inferior. El espacio ocupado por esta zona, probablemente, y a partir del Eoceno Medio-Superior, fue invadido por la Zona Bética, que mediante fallas en dirección se desplazó desde regiones más orientales donde había evolucionado (subplaca de Alborán), con lo cual, lo que en principio era una sola zona se estructura en varias partes situadas a uno y otro lado de la Zona Bética, existiendo una posible Zona Circumbética Ibérica y otra africana, enlazadas por lo que hoy es el Arco de Gibraltar.

Dentro de esta Zona Circumbética se pueden distinguir en base a las características de sedimentación tanto jurásicas como cretácicas y terciarias varios dominios:

- Complejo de Alta Cadena
- Complejo Predorsaliano y
- Complejo Dorsaliano

El Complejo de Alta Cadena representaría el área cercana al Subbético Interno. Este Complejo tendría su correspondiente en el borde de las Zonas Externas africanas.

El Complejo Predorsaliano representaría las series típicas depositadas en la parte más distal de la cuenca, que ocuparían una amplia zona, posteriormente empujada y distorsionada (subducida, obducida o arrastrada) por el encajamiento de la Zona Bética.

El Complejo Dorsaliano se depositaría probablemente en zonas más orientales, sirviendo de enlace entre esta zona y la Zona Bética, la cual al trasladarse hacia el Oeste le arrastró y dibujó la orla que actualmente constituye alrededor de dicha zona.

Es muy probable que la Zona Circumbética se desarrollase sobre una corteza prácticamente oceánica.

Por último, la Zona Bética, que probablemente ha evolucionado en sectores más orientales, presenta mantos de corrimiento y metamorfismo en la mayor parte de sus dominios. Tradicionalmente se distinguen tres:

- Complejo Maláguide
- Complejo Alpujárride
- Complejo Nevado-Filábride

Se trata de tres unidades tectónicas mayores, cuya posición de techo a muro es la descrita anteriormente, pero sin que ello indique como en las zonas anteriores una posición paleogeográfica. Salvo en el Complejo Maláguide, están representados exclusivamente terrenos Paleozoicos y Triásicos.

Con posterioridad a la ubicación de la Zona Bética, en el Mioceno Inferior se produce el evento tectónico más espectacular de la Cordillera Bética, puesto que afecta a todas las zonas, aunque como es lógico con desigual intensidad. Se trata de la compresión que provoca el choque de las placas europea y africana, mediante el juego de una miniplaca, la Zona Bética.

Esta colisión que tuvo su mayor reflejo en el límite entre Zonas Internas y Externas, afectó profundamente a la Zona Circumbética: una gran parte de la cual fue subducida, obducida o acumulada mediante imbricaciones.

En la Zona Subbética y debido a esta colisión se originan cizallas de vergencia norte que hacen cabalgar unos dominios sobre otros. En la base de estas unidades cabalgantes, el Triás sufre una extrusión y se extiende en diversas láminas, cubriendo amplias zonas, con retazos de su cobertera, que han sufrido procesos de despegue mecánico. Estos triás y sus coberteras no diferenciadas, podrían considerarse como SUBBÉTICO indiferenciado.

En este resumen la Hoja de Montefrío se sitúa en el sector centro meridional de la Cordillera, en la que aflora ampliamente la Zona Subbética. Están parcialmente representadas las Zonas Internas por diversos tramos alóctonos. La Zona Circumbética y además materiales neógenos de la Depresión de Granada.

A partir del Mioceno Inferior y Medio los materiales estarían al sur del surco ocupado por el "Estrecho Nordbético".

Posteriormente, en el Mioceno Superior, estos depósitos se adscriben paleogeográficamente, al borde meridional de la Depresión del Guadalquivir. Los efectos de la tectónica de tipo destensivo y el levantamiento del margen más meridional de la Cordillera, hacen que se produzcan varias cuencas intramontañosas sobre el edificio Bético *sensu lato* una de las cuales es Cuenca o Depresión de Granada.

Las sucesivas pulsaciones tectónicas hacia la parte terminal del Mioceno, concretamente en el Turoliense superior, producen un cambio en el régimen de depósito, pasando de un medio marino a continental. Estos últimos (lacustres y fluviolacustres) se suceden en la Depresión de Granada hasta el Pleistoceno Medio probablemente.

A partir de esa edad, las etapas erosivas se acentúan en los relieves circundantes a la Depresión de Granada, de manera que se instaura un dispositivo aluvial de gran envergadura, que es el que perdura aunque con menor intensidad en la actualidad.

1. ESTRATIGRAFIA

Dentro de la hoja de Montefrío, se ha optado por agrupar los materiales en tres grupos, en función de sus características tectoestratigráficas dentro del orógeno Bético. Estos son:

- Zonas Internas, que incluyen la Zona Circumbética.
- Zonas Externas, representadas por el Subbético Interno, Medio y Unidad Parapanda-Hacho de Loja de características afines a ambos.
- Neógeno y Cuaternario, constituidos por los afloramientos de la Depresión de Granada, más otros del Mioceno Superior (Tortonense) ubicados en plena Zona Subbética.

Al tratar cada uno de los diferentes materiales se hará constar su número de identificación en la leyenda que acompaña la cartografía.

1.1. ZONA CIRCUMBETICA

Se han asignado a este grupo afloramientos de materiales arcillosos y margosos de carácter turbidítico, localizados al SO de Zagra, norte de Hueter-Tájar y Tocón de Illora, así como los de Sierra de Obeilar.

La carencia generalizada de cortes, a causa de la propia naturaleza del terreno y el hecho de encontrarse intensamente cultivados, ha impedido en la mayoría de los casos realizar un estudio detallado de estos materiales, por lo que su asignación a la Zona Circumbética puede ser problemática.

Las normas generales seguidas para la inclusión de un afloramiento en esta zona han sido:

- Edad y litología. Edad comprendida entre el Cretácico Inferior (Albiense) y el Mioceno Medio, con litologías arcillosas o margosas de carácter turbidítico.
- Presencia de inclusiones de materiales de diversa edad como son: Triásicos, calizas de microcodium, margas de edad Cretácica y Terciaria, etc.
- Intensa tectonización o imbricación entre sus términos.
- Presencia en algunos casos de areniscas silíceas.
- Posición alóctona generalizada.

1.1.1. Margas claras con niveles turbidíticos (1)

Se localizan en un afloramiento alargado que se ubica en el centro de la Hoja entre dos fracturas normales.

Entre los Km 8 y 9 de la carretera de Montefrío a Tocón de Illora, en contacto con las radiolaritas del Subbético Medio, se localiza una zona brechoide con cantos silíceos verdosos asociados a unas margas verdes y rojas de edad Albiense superior con *Rotalipora ticinensis* GANDOLFI, etc. y sin las formas características del Vraconiense, tales como *Planomalina buxtorfi* GANDOLFI, y *Rotalipora appenninica* RENZ. Sobre estas se desarrolla una serie de margas y margocalizas blancas con niveles turbidíticos (areniscas laminadas con cantos blandos), de orden centimétrico y de margas verdes. En el Cortijo de Perú la proporción de elementos detríticos aumenta, a la vez que sus niveles se hacen más delgados.

Las determinaciones micropaleontológicas efectuadas indican una edad Vraconiense, con *Planomalina buxtorfi* GANDOLFI, *Rotalipora appenninica* RENZ y *Rotalipora Gandolfi*. TUT. PREM. SILVA, y Cenomaniense inferior, puesto de manifiesto por la presencia de *Rotalipora globotruncanoides* SIGAL. Su potencia se estima en algo menos de 100 m.

1.1.2. **Alternancia de margas claras y rojas (2)**

En tránsito gradual sobre el tramo anterior, se disponen unas margas de tonos rojos y verdes. Los niveles detríticos que en el tramo anterior eran abundantes en éste son casi inexistentes.

Las determinaciones micropaleontológicas efectuadas, indican que existe una intensa mezcla de fauna correspondiente a los pisos del Aptiense, Cenomaniense, Senoniense y Terciario, existiendo además foraminíferos arenáceos similares a los que aparecen en los Flysch Medianos (BAENA et al. (1982).

Estos materiales no llegan a alcanzar los 50 m de potencia.

1.1.3. **Margas y arcillas rojas y verdes con niveles turbidíticos con sílex (3)**

Se localizan fundamentalmente al norte de Huetor Tájar y Tocón de Illora, y en los alrededores de Sierra de Obeilar. Están desconectados geográficamente y presumiblemente también desde el punto de vista estratigráfico.

El autóctono relativo de este conjunto, lo constituyen materiales, tanto de Subbético Medio como de la unidad Parapanda-Hacho de Loja, lo que indica que su emplazamiento final se realizó con posterioridad a la estructuración principal de la Zona Subbética.

El afloramiento más importante (norte de Huetor-Tájar-Tocón de Illora), es fundamentalmente de edad Eoceno, que presenta una litología de margas rojas y verdes con elementos turbidíticos (calizas detríticas) que incorporan sílex negro.

En estos materiales son frecuentes las inclusiones de Trías, calizas de microcodium y margas blancas con turbiditas del Paleógeno, similares a las del Subbético.

También se incorporan elementos del Cretácico Inferior, que son mucho

más frecuentes en las inmediaciones del frente de cabalgamiento.

Los afloramientos localizados al norte de Las Yeseras (699 m) y entorno a la Sierra de Obeilar, presentan una litología predominantemente margo-arcillosa de tonos verdes, con edades comprendidas entre el Senoniense y el Mioceno Inferior-Medio. Estos materiales es imposible diferenciarlos en cartografía. Cabe la posibilidad que éstos constituyan una unidad tectónica de edad Mioceno Medio, y los elementos más antiguos datados formen enclaves dentro de dicha unidad.

Entre los materiales que están englobados, las margas blancas con niveles turbidíticos se describirán dentro del capítulo del Subbético Medio.

1.1.4. Calizas de microcodium (4)

Se ubican tanto en el tramo anteriormente descrito (3) como en el de arcillas verdes (7) que afloran al Suroeste de Zagra.

Constituyen afloramientos desconectados entre sí, y los forman unas calizas detríticas silicificadas, de grano fino y color gris. Presentan estratos bien definidos de 30-50 cm de espesor, y con algunos interlechos margosos de orden centimétrico. Al microscopio se observa que la práctica totalidad de la roca está formada por pequeños prismas de microcodium.

A partir de la microfaua alojada en las intercalaciones margosas, el conjunto se puede datar como Paleoceno Medio.

Su potencia no rebasa en ningún caso los 35-40 m.

1.1.5. Arcillas verdes (5)

Estos materiales se localizan al oeste y suroeste de Zagra, presentando unos tonos verdes oscuros. En ellas se encuentran enclaves de calizas de microcodium, margas con niveles turbidíticos del Eoceno Inferior, margas blancas y verdosas del Oligoceno Superior y bloques de areniscas silíceas.

En posiciones más occidentales a la zona objeto de estudio, materiales de litología similar, BOURGOIS (1978) los denomina: "Formación de arcillas con bloques".

La naturaleza de estos materiales, que por su plasticidad ocasionan frecuentes deslizamientos de ladera, y la mala exposición de afloramientos, impiden realizar observaciones de consideración.

Los estudios de microfaua realizados no permiten efectuar una edad fiable, pero por la naturaleza litológica y edad de los enclaves existentes en estos sedimentos, se puede indicar una edad relativa. Esta edad relativa parece ser posterior al Oligoceno Superior, y por correlación con materiales de litología similar, en zonas fuera del área objeto de estudio, se puede indicar que debe llegar al Mioceno Inferior y/o Medio.

1.2. ZONAS EXTERNAS

Este capítulo comporta la mayoría de los materiales aflorantes en la Hoja de Montefrío. Sus series son asimilables al dominio Subbético Medio y dentro de éste al Subbético Medio central y meridional. También está representado el Subbético Interno.

Cabe indicar que uno de los resultados obtenidos del estudio de los materiales cretácicos y paleógenos de esta Hoja (Subbético Medio) y de la vecina de Loja (Subbético Interno), es que existe continuidad sedimentaria entre todos sus pisos, lo cual implica que las discontinuidades dentro de este ámbito deben de ser tectónicas más que sedimentarias.

El primero se caracteriza por presentar facies de surco, con desarrollo de facies pelágicas a partir del Lías Superior y más concretamente desde el Carixiense.

El Subbético Interno presenta facies de umbral durante el Jurásico.

Entre ambos se localiza la Unidad Parapanda-Hacho de Loja, que cabalga al Subbético Medio y posiblemente está cabalgada por el Interno, aunque este accidente está oculto bajo los depósitos de la Depresión de Granada. En esta unidad se localizan series transicionales entre ambos dominios, así como claramente asignables al Subbético Interno.

Por último, cabe diferenciar unos afloramientos del Triás alóctono correlacionables con el Triás de Antequera, que en la presente Hoja es cabalgado por la Unidad Parapanda-Hacho de Loja.

1.2.1. Subbético Interno

Pertenecientes a este dominio serían los afloramientos calcáreos ligados a Sierra Gorda, localizados al Sur de Loja, y la Sierra de Obeilar ubicada al SE de Illora.

1.2.1.1. *Calizas oolíticas, localmente brechoides y dolomías (6)*

Constituyen los términos más bajos de la serie jurásica. Se les asigna una edad, Lías Inferior y Medio por criterios regionales, ya que no se tiene un registro bioestratigráfico de estos materiales.

Se presentan en pequeños afloramientos, limitados por fracturas que los separan de materiales más recientes. Un buen ejemplo de estos últimos se tiene en el borde oriental de la Sierra de Obeilar.

Litológicamente dominan las calizas blancas oolíticas, que en ocasiones presentan cierto carácter brechoide. Esta brechas, bien estratificadas y alternantes de forma concordante con la serie, están compuestas por los propios elementos de calizas oolíticas.

La aparición de dolomías es también muy local. Su contacto con las calizas

parece ser por dolomitización progresiva, ya que no es posible establecer un límite neto entre ambas.

1.2.1.2. *Calizas con sílex y calizas margosas (7)*

El afloramiento principal se presenta en la Sierra de Obeilar. Su potencia es difícil de establecer, ya que la serie se presenta fracturada y plegada; no obstante se puede considerar un mínimo de 150 m.

Litológicamente consta de una sucesión de calizas grises masivas, en ocasiones laminadas, entre las que aparecen frecuentes nódulos y niveles de sílex estratificado. La potencia de los estratos oscila entre 10 y 50 m. de promedio.

En posiciones supuestamente más altas de la serie, aparecen unos términos característicamente más margosos. Se trata de unas margocalizas con sílex alternantes rítmicamente con margas laminadas. No muestran fauna, por lo que su edad es difícil de establecer con precisión.

Aparecen limitados de los anteriores mediante una falla inversa en el sector noroccidental de la Sierra de Obeilar. Pudieran ser términos supra-Domerienses que pueden incluir el Dogger, sin descartar el Malm. Esta asignación cronoestratigráfica se ha fundamentado al encontrarse en sucesión normal, encima de estos materiales, los términos del Cretácico Inferior (11).

1.2.1.3. *Brechas calcáreas (8)*

Se presentan sólo en un afloramiento limitado tectónicamente en su contorno, situado a 2 km. al N de la Sierra de Obeilar.

Este afloramiento muestra una sucesión de margocalizas, margas y calizas, de aspecto noduloso, extremadamente desorganizadas en detalle, por lo que el término brecha calcárea responde más propiamente a su litología.

Los elementos calizos y margocalizos se encuentran frecuentemente envueltos por margas con estructuras fluidales.

Estas brechas calcáreas recuerdan a las calizas grises nodulosas, similares a las tipo "falsas brechas" que describen GARCIA DUEÑAS Y GONZALEZ-DONOSO (1969), en la serie de Moclín y Pedrizaguilla, de la vecina Hoja de Granada, donde la presencia de *Aulacosphinctoides* permite atribuir las al Malm.

En las brechas no ha aparecido fauna que permita hacer precisiones sobre su edad. La asignación de estas al Malm, se efectúa por correlación litológica, con todas las reservas que esto implica.

1.2.1.4. *Margas y margocalizas (9)*

Constituye la característica serie del Cretácico Inferior-Neocomiense, tan extensamente representada en la Zona Subbética.

Se trata en este sector, de una sucesión de calizas margosas, margocalizas y margas blanco-grisáceas, con frecuentes manchas y nódulos de óxidos de hierro. Dentro de esta serie aparecen de forma habitual ammonites.

La mala calidad de afloramientos, por tratarse de materiales donde el cultivo agrícola adquiere gran desarrollo, impide realizar cortes para ulteriores estudios sedimentológicos y bioestratigráficos.

1.2.2. **Unidad Parapanda-Hacho de Loja**

Constituye una unidad tectónica que cabalga sobre el Subbético Medio y el Trías de Antequera.

En estas, se encuentran presentes series de umbral asimilables al Subbético Interno, así como otras de transición hacia el Subbético Medio; ambas están caracterizadas por presentar un Lías Superior, mejor desarrollado que en el dominio Interno. En este epígrafe se tratará solamente de estas series de transición.

En el caso de Sierra de Parapanda, esta unidad tectónica se compone por un paquete calizo-dolomítico, de edad Lías Inferior-Medio, que cabalga a una serie constituida por calizas a la base, Lías Medio, sobre las que se sitúan calizas y margocalizas del Lías Superior. En principio se ha considerado este conjunto como una unidad tectónica con la misma secuencia estratigráfica, si bien cabe la posibilidad que ambos paquetes cabalgante y cabalgado, pertenezcan a dos unidades distintas.

Los afloramientos suelen estar muy tectonizados, no habiéndose llegado a localizar cortes con una sucesión completa de materiales. De hecho existe una laguna importante de información, por no aflorar sedimentos comprendidos entre el Lías Superior y el Cretácico.

En Sierra de Madrid se ubican unas dolomías, calizas y algunos enclaves de calizas con sílex intensamente tectonizados, que no permiten su distinción cartográfica ni su asignación a una de las dos series tipo presentes en la unidad tratada. Por su proximidad geográfica a Sierra de Parapanda se ha considerado la descripción de materiales común a este epígrafe.

1.2.2.1. *Dolomías (10)*

Son los materiales dominantes en la mayor parte de los afloramientos. En el corte de la ladera oeste del pico Hacho (1025 m) predominan las facies laminadas, posiblemente debidas a algas, así como lechos de aspecto detrítico que en realidad corresponden a niveles oolíticos dolomitizados.

Del estudio microscópico realizado en estos materiales, se desprende que la dolomitización es diagenética tardía, presentándose las muestras normalmente muy lixiviadas. El tamaño de grano predominante es de medio a grueso.

En las Sierras de Parapanda y Madrid dominan las dolomías brechoides, ocasionalmente estratificadas, en las que puntualmente abundan intercalaciones

margosas de tamaño decimétrico, cuyos levigados para estudios de microfauna han resultado estériles.

A partir del corte del Hacho de Loja se deduce que estos carbonatos se depositaron en una plataforma carbonatada a una profundidad comprendida dentro del intervalo de oscilación de las mareas.

Su edad sería un Lías Inferior por comparación con otras series subbéticas de cronología mejor establecida. En Sierra de Parapanda alcanzan una potencia mínima de 800 m.

1.2.2.2. *Calizas de tonos claros (11)*

De forma transicional y en menos de una decena de metros, las dolomías dan paso a unas calizas blancas y beige, en estratos de 40-70 cm de espesor, en las que dominan facies oolíticas y oncolíticas, así como fenestrales.

Microscópicamente se observan foraminíferos bentónicos, lamelibranquios de concha gruesa, peloides y algas (*Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI), que junto a las facies, indican un medio de depósito restringido tipo *lagoon*, en el que se produjeron emersiones localizadas (fenestras).

En el Hacho de Loja a techo de la serie, se localizan un par de metros de calizas detríticas, en las que los clastos son predominantemente crinoides (crinoiditas), con laminaciones paralelas.

El mayor desarrollo de las mismas se alcanza en el Hacho de Loja, cuya potencia es próxima a 250 m.

Su edad sería Lías Inferior y Medio por su posición estratigráfica.

1.2.2.3. *Calizas con sílex (12)*

Se desarrollan ampliamente en Sierra de Parapanda donde alcanzan una potencia de 270 m y se superponen al tramo anterior.

En el Hacho de Loja, sólo afloran marginalmente y parecen corresponder a un cambio de facies de las calizas blancas y beige.

Se tratan de unas calizas grises algo silicificadas, en ocasiones de aspecto dolomítico, que presentan de forma frecuente nódulos y niveles de sílex negro estratificado.

En los afloramientos del Hacho de Loja (no diferenciados en cartografía), adquieren aspecto tabular, con estratos comprendidos entre 7 y 15 cm, mientras que en Sierra de Parapanda son algo más potentes, 20-30 cm. Hacia el techo incorporan niveles ricos en crinoides.

La microfacies existente es especialmente abundante en espículas de espongiarios ubicados en una matriz carbonatada, lo que le da al tramo aspecto silíceo. La microfacies indica un medio de depósito de talud, que sería el adyacente a la plataforma carbonatada que se desarrolló durante el Lías Inferior y Medio.

1.2.2.4. *Calizas margosas y margocalizas (13)*

Afloran en los sectores septentrional y occidental de la Sierra de Parapanda, involucrados en escamas tectónicas. Anteriormente se comentó que este nivel y el subyacente calizo podrían pertenecer a otra unidad distinta, pero realmente no hay criterios objetivos que lo confirmen.

Litológicamente se compone de unas calizas margosas, margocalizas y margas de tonos amarillentos, grises en corte fresco, con manchas de óxidos de hierro, en estratos bien conformados de 10-30 cm de espesor, en los que se suelen observar laminaciones.

En ellos se han recogido pectínidos, braquiópodos (terebrátulas) y un molde de ammonoideo identificado con *Hildocerátido*, lo que permite situarnos en un Lías Superior (Domeriense-Toarciense). La potencia máxima observada es algo inferior a 100 m.

1.2.2.5. *Calizas biomicríticas y nodulosas (14)*

Se ha encontrado un sólo afloramiento de estos materiales en el collado existente al este del pico Hacho (1025). Se sitúa a techo de la crinoidita, y presenta en su parte inferior un tramo micrítico de aspecto masivo que se hace noduloso a techo. VERA (1966b) atribuye este término al Malm, pero recientemente se ha localizado un ammonites del Lías Superior (OLORIZ, com. pers.).

El tramo está muy cubierto por derrubios, observándosele apenas 4-5 m de potencia.

1.2.2.6. *Margas y margocalizas (15)*

A 1 Km al Noroeste de la Estación de Ferrocarril de San Francisco (Loja), se encuentra un afloramiento de margas y margocalizas claras, grises en corte fresco, cuya relación con los carbonatos adyacentes no se observa, ya que están confinadas entre fracturas.

Presentan abundante fauna de ammonites, entre los que destacan *Pulchellia* sp, *Karsteniceras* sp, *Barremites* sp, *Protetragonites* sp y *Phyllopachyceras* sp, que permiten datar un Barremiense superior.

Se trata del único afloramiento Cretácico asignable a las series de transición entre el Subbético Medio e Interno, que se encuentran en la Unidad Parapanda-Hacho de Loja.

1.2.3. **Trías de Antequera (16)**

En el sector suroccidental de la Hoja se encuentra una serie de afloramientos alóctonos de carácter bréchico o caótico, como lo han descrito otros autores,

que constituyen los últimos retazos orientales de la gran mancha del Trías de Antequera o Archidona.

Esta masa presenta inclusiones que destacan por su exotismo, como son, algunas de naturaleza metamórfica: calcoesquistos, mármoles, cuarcitas y metapelitas, así como las clásicas "ofitas", dolomias y camiolas y excepcionales masas de yeso.

Su posición es alóctona, totalmente desenraizada, pero es cabalgado por la Unidad Parapanda-Hacho de Loja, lo que podría indicar que su patria original se situaba entre este último y el Subbético Medio. Hasta ahora no se han descrito materiales similares en posición autóctona.

1.2.3.1. *Brecha poligénica, arcillas y margas abigarradas, areniscas y yesos (16)*

La mayor parte de los afloramientos triásicos están formados por una brecha poligénica de cemento carnolar y matriz margo-arcillosa, cuyos cantos son de naturaleza areniscosa, carbonatada y arcillosa. Entre ellos hay bloques de mayores dimensiones de naturaleza cuarcítica, de tonos pardos, con intercalaciones de material arcilloso del mismo tono.

Las observaciones realizadas indican que el origen de tal brecha no es sedimentario, sino tectónico. Su edad habría que situarla en la época de las grandes cizallas que estructuraron primariamente la Cordillera, (Mioceno Inferior), y produjeron grandes extrusiones de material triásico intensamente tectonado.

A pesar de ello, se le sigue manteniendo esa edad ya que la práctica totalidad de los cantos que constituyen la brecha son del Trías.

1.2.3.2. *"Ofitas" (17)*

En este epígrafe se incluyen los enclaves ofíticos pertenecientes al Trías de Antequera y al Trías autóctono, por presentar grandes similitudes estructurales, texturales y geoquímicas.

El afloramiento de mayor extensión se localiza a 2,2 Km, al SSO de Zagra, en las proximidades del Cortijo de Mantilla. Se trata de una masa de unos 60.000 m² de extensión, en la cual la "ofita" presenta una disyunción en bolas muy marcadas, a pesar de la cual la roca se presenta bastante sana, y una gradación en el tamaño de grano hacia los bordes.

Microscópicamente se puede clasificar como una dolerita de textura subofítica y granofídica de grano medio; la composición química indica que se trata de una andesita basáltica.

Además de los minerales principales (plagioclasas y piroxenos) y sus alteraciones posteriores, se ha detectado una paragénesis posterior constituida por pumpellinta, actinolita fibrosa, biotita y clorita, que son minerales típicos de un metamorfismo de grado muy bajo (WINKLER, 1964).

El afloramiento localizado en la carretera de Montefrío a Algarinejo, a la altura del vértice La Horca (841 m), es un sill que ha metamorizado los lechos de material sedimentario, existente entre las extrusiones ígneas que presentan unas ciertas formas fluidales. Su textura es porfídica, de matriz microcristalina con tendencia fluidal. Los minerales principales son plagioclasas, piroxenos y olivino, y su composición química corresponde a la de un basalto intermedio entre toleítico y alcalino. Sólo se han encontrado indicios de un metamorfismo regional de muy bajo grado.

En los restantes afloramientos estudiados, uno situado 1250 m al ENE del vértice Morrón (1213), y otro a la altura del Km 31'7 de la carretera, se observan también texturas subvolcánicas, intergranular de grano medio, subofítica, intersticial, etc, de composición química traquiandesítica en este último.

Como minerales principales destacan plagioclasas y piroxenos, estando presentes en una segunda fase minerales típicos de metamorfismo regional de muy bajo grado.

A modo de resumen, se puede indicar que las rocas subvolcánicas incluidas en materiales triásicos, independientemente de la unidad tectónica a la que pertenezcan, son rocas doleríticas de textura predominante subofítica a granofídica o intergranular, que presentan indicios de haber sufrido un metamorfismo de tipo regional de muy bajo grado.

1.2.3.3. *Enclaves metamórficos (18)*

Incluidos entre las brechas del Triás de Antequera, se localizan una serie de afloramientos de carácter metamórfico cuya procedencia es muy discutida.

En la Hoja de Montefrío no son abundantes y cada uno de ellos presenta una naturaleza distinta.

En las inmediaciones de Ventorros de San José se ubica una masa de unos 120.000 m² de extensión formada por mármoles de color blanco o gris azulado-claro, de tamaño de grano medio a grueso, que presenta fracturas rellenas de material pelítico fino, asimilables a posibles diques neptúnicos.

Los cristales se carbonato muestran deformaciones típicas de un metamorfismo dinámico o regional.

Adosados al afloramiento "ofítico" de Cortijo de Martillas, se encuentran unos calcaesquistos de tonos grises que presentan un moteado que corresponden a concentraciones de grafito así como relictos carbonatados identificables como restos de crinoides. La proximidad a la roca ígnea y el moteado, hizo pensar en principio en efectos de metamorfismo de contacto, pero el estudio microscópico demuestra que el metamorfismo es de tipo regional, por lo que el contacto entre éste y la roca ígnea es posterior a su intrusión y de tipo tectónico.

300 m al NE del Cortijo de Arroyo Hondo, se localiza bajo las arcillas verdes de la Zona Circumbética otro afloramiento Triásico, que presenta unas pelitas rojas finamente lajeadas, con recristalizaciones de minerales de la arcilla.

Por último cabe destacar el afloramiento de cuarcitas micáceas, localizado en la margen derecha del arroyo de Vilano a la altura de Los Castellones, en el

cual se observa una esquistosidad incipiente marcada por la elongación de los cuarzos y la orientación de las láminas de mica.

1.2.4. Subbético Medio

Se localiza en una posición septentrional respecto a los conjuntos antes definidos.

En él se registra una sedimentación más o menos continua desde el Triás hasta el Mioceno Inferior, pudiéndose distinguir dos subdominios en función de las características litoestratigráficas de sus secuencias. En el Lías Superior y Dogger se distingue: Subbético Medio central y Subbético Medio meridional.

El primero se caracteriza, en esta Hoja, por presentar potentes series, especialmente en el lías superiores varios episodios volcánicos a nivel de Lías Medio, Toarciense y Bajociense. Lagunas estratigráficas, en algunos sectores a nivel de Aalenense y Bajociense, motivada esta última, posiblemente, por umbrales creados durante la salida de rocas volcánicas.

El meridional presenta series bastante más reducidas, con facies de ammonítico rosso muy localizadas espacial y temporalmente (Lías Superior-Aalenense).

El tránsito entre ambos subdominios se localiza a la altura de Sierra de Chanzas y está marcado por una importante fractura de dirección N60E, en la que se alojan afloramientos triásicos, que han extruido a favor de la zona distensiva creada en el plano de falla.

Este Triás tiene similares características al incluido en los materiales de la Zona Circumbética y se diferencia de Triás de Antequera, en que apenas si están representadas las tectofacies brechificadas, y la mayor abundancia de masas ofíticas.

1.2.4.1. Dolomías y Carniolas (19)

Hacia la parte superior de los depósitos anteriormente descritos, se localizan pequeños retazos de dolomías de grano fino, y tonos grises-oscuros y bien estratificadas en bancos de 40-60 cm.

En otras ocasiones, la litología que se observa es unas carniolas de tonos ocre, que se presentan masivas y de carácter bréchico.

En ambos casos las potencias observadas son inferiores a los 20 m. También son asignadas al Triás por su similitud de facies.

1.2.4.2. Arcillas y margas abigarradas y yesos (20)

En las inmediaciones de los vértices Tajarilla (787 m) y Las Yeseras (699 m), se encuentran entre los materiales alóctonos de afinidad Circumbética, unas arcillas y margas de tonos rojos, ocre y verdes fundamentalmente, entremez-

cladas con fragmentos de carniola, entre las que se alojan diversas masas de yeso, alguna de las cuales se han aprovechado como material canterable. Se tratan de materiales típicos del Trías de facies Keuper, que forman aparentemente enclaves dentro de sedimentos asignados a la Zona Circumbética.

1.2.4.3. Dolomías (21)

Se localizan únicamente en la vertiente septentrional de Sierra de Chanzas, donde apenas si superan los 100 m de espesor.

Se trata de unas dolomías de color gris, generalmente de tamaño de grano fino, aunque con algunas zonas brechificadas y laminadas, dispuestas en estratos de 40-70 m no bien definidos.

La microfacies del tramo están muy enmascaradas por los procesos secundarios de dolomitización, pero por similitud con otros cortes más representativos, se puede indicar que corresponden a un depósito de plataforma muy somera.

1.2.4.4. Calizas (22)

Afloran ampliamente en la Sierra del Ojete, Sierra de Chanzas, inmediaciones del Cortijo de la Pedriza, inmediaciones de Illora y a lo largo del núcleo de anticlinal situado al sur de Montefrío.

Sus características son bastante constantes en todos ellos, siendo sus facies esencialmente micríticas, oolíticas y fenestrales. Presentan ocasionalmente foraminíferos bentónicos: haurania, textularidos, algas: *Taumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, *Paleodasy cladus mediterraneus* PIA, pelets y oncolitos.

A unos 15-20 m del techo, se localiza un nivel de rocas volcánicas que ha recristalizado su basamento calizo, sobre el que se ubican calizas ricas en grandes lamelibranchios (*Lithotis*) y braquiópodos. En los metros finales del tramo, dan paso a una caliza de fragmentos de crinoides muy triturados, con peloides y glauconita, en la que se observan laminaciones.

Las facies presentes son típicas de plataforma somera restringida (*lagoon*), en la que se producen eventuales emersiones sometidas a una dinámica mareal.

En el flanco sur del anticlinal de Sierra de Chanzas, las características son muy similares hasta el nivel volcánico, ya que a partir de éste las calizas muestran una cierta silicificación y una gran proporción de nódulos y niveles de sílex negro. Las microfacies de estos materiales muestran una gran cantidad de espículas silíceas de espongiarios, que se atribuyen a un medio de depósito pelágico y sería el adyacente a la plataforma carbonatada.

El techo del conjunto viene tapizado por un *hard-ground*, o grupo de ellos, que en el caso de Illora presenta signos de Karstificación aérea en su base, y contiene oncolitos ferruginosos pelágicos. En Sierra de Chanzas el *hard-ground* es múltiple (existen al menos tres superficies de interrupción sedimentaria) y se

registra una considerable concentración de fosfatos (VERA com, pers.) y ammonites del Domeriense medio (*Fuciniceras portosi* FUCINI, etc).

VERA (1969) cita en los niveles calizos superiores del afloramiento de Hachuelo de Montefrío la existencia de *Tropidoceras*, lo que indica que el conjunto carbonatado (dolomías y calizas) presenta una edad infracariense.

La potencia de este tramo se aproxima a 200 m.

1.2.4.5. Rocas volcánicas (23)

Hacia la parte superior de las calizas liásicas, se ubica una colada volcánica de considerable extensión lateral (más de 8 Km de afloramientos casi continuados entre Sierra del Ojete y el Cortijo de la Pedriza) y potencia bastante constante en torno a los 10-15 m.

Su identificación en campo es fácil ya que produce vaguadas entre el relieve calizo, pero por contra su estudio encuentra la gran dificultad del alto grado de meteorización que presentan.

Entre el Km 30 y 31 de la carretera de Priego de Córdoba a Loja, se corta esta colada donde se observa que su base está constituida por material brechoide, en el que están presentes cantos subredondeados de naturaleza volcánica y calcárea. Estas inclusiones carbonatadas no presentan signos de recristalización térmica en sus bordes, lo que indica que la brecha se ha formado a partir de una colada inicial ya enfriada con un control sedimentario no piroclástico.

En este corte no se observan bien los tramos superiores de la colada, pero en las inmediaciones al cortijo de la Pedriza, se identifican grandes vacuolas, rellenas por carbonatos y en el flanco sur de Sierra de Chanzas *pillow-lavas*. Al microscopio se confirma plenamente el carácter efusivo de este nivel, ya que presenta una textura porfídica o microporfídica, con matriz intersectoral de grano fino. Los minerales principales son olivino, plagioclasas y en algunos casos augita, frecuentemente titanífera.

El análisis modal realizado, indica que se han formado a partir de un magma básico alcalino, rico en olivino (basanita).

1.2.4.6. Calizas margosas, nodulosas, margocalizas y margas (24)

Coronado el paquete carbonatado del Lias Inferior y Medio, se encuentra un tramo pelítico carbonatado, cuya potencia y en menor grado su litología sufren ostensibles cambios.

En el cuadrante noroccidental se presentan como unas calizas margosas de tonos gris-azulados, bien conformadas en estratos de 30 a 50 cm, en las que se observa intensa bioturbación y restos organógenos, alcanzando en algunos cortes potencias cercanas a 600 m.

En los cortes que ofrecen las carreteras de Montefrío a Tocón y a Illora, el conjunto se presenta como una alternancia de calizas margosas y margas en

estratos de 10-20 cm de espesor, que hacia el techo evolucionan a una alternancia de margas y margocalizas, en las que dominan los tonos amarillentos. Entre ellos se localizan diversos niveles poco potentes (1-2 m) de calizas nodulosas de tonos rojizos azoicos.

La fauna de ammonoideos recogida en diversos afloramientos, indican una edad Lias Superior, habiéndose localizado también niveles ricos en posidonomyas. La fauna más moderna encontrada es del Toarciense superior (*Plydellia gr aalensis* ZIETEN, *Hammatoceras sp*, *Calliphylloceras sp*).

En el corte localizado en las inmediaciones de Illora, sobre las calizas del Lias Inferior y Medio, se ubican unas calizas nodulosas con fauna del Toarciense medio (VERA 1966b), al que le sigue una alternancia de calizas margosas y margas del Toarciense superior.

Los afloramientos más orientales y meridionales, que corresponden al Subbético Medio meridional, presentan una potencia de 250-300 m, lo que implica una fuerte reducción lateral de estos materiales.

1.2.4.7. Calizas nodulosas (25)

Exclusivamente en los sectores más meridionales (Subbético Medio meridional), sobre el tramo anterior, se localizan unas calizas micríticas de tonos rojizos, de textura nodulosa, cuya fauna de ammonites ha datado un Aalenense: *Brasilia gr. gigantea* BUCKMAN, *Haplopleuroceras mundum* BUCKMAN, *Haplopleuroceras subpinatum* BUCKMAN, *Graphoceras gr. concaum* SOWERBY, *Docidoceras sp*, *Abbasitoides sp*.

En el corte que este tramo ofrece en el arroyo de Vilano, se observa una base en la que predominan calizas nodulosas con *slumping*, que pasan a brechoides cuyos cantos están embalados en margas rojas.

La parte central de este corte es tectónicamente más estable, donde se hace más calcáreo aún con la presencia de una textura nodulosa generalizada. Hacen su aparición diversos niveles de caliza de filamentos de muros planos y techos que tienden a nodulizarse. Lateralmente se acuñan y además hay una alternancia de calizas algo nodulosas y margas rojas, estrato-decrecientes (*thinning upward*).

El tramo finaliza con secuencias similares a estas últimas, pero "slumpizadas", llegándose a formar verdaderas brechas intraformacionales.

La potencia del mismo es del orden de 25 m. Sus facies indican un medio de depósito de umbral pelágico, con eventos de facies de talud.

1.2.4.8. Margas y margocalizas amarillentas (26)

En el flanco norte del anticlinal de la Sierra de Chanzas (Subbético Medio central), sobre las calizas margosas bioturbadas del Domeriense, se localizan unas margas y margocalizas amarillentas (grises en corte fresco), en estratos

de 10-15 cm, en los que se intercalan diversas barras carbonatadas de unos 5-7 m de espesor.

Hacia la parte central del tramo es observable la presencia de aportes detríticos (fracción arena muy fina y/o limo), afectados por fenómenos de tipo de *slumping*. Hacia el techo del mismo, se localizan intrusiones subvolcánicas (lacolitos) de naturaleza básica, que se describen en el epígrafe siguiente.

VERA (1966b) indica la existencia de un nivel rico en posidonomyas y ammonites (*Hildoceras bifrons* BRUG) que permite datar un Toarciense medio. La potencia máxima detectada se aproxima a 300 m.

1.2.4.9. *Rocas subvolcánicas (27)*

Se ubican exclusivamente en el flanco septentrional del anticlinal de Sierra de Chanzas (Subbético Medio central), intruidos en las margas y margocalizas amarillentas del Toarciense medio.

En el afloramiento inmediato al pico Castillejo (954 m), se ha detectado la presencia de diversos enclaves de roca sedimentarias entre las ígneas, pero la mala calidad de éstos no permite discernir sobre si se tratan de bloques parcialmente asimilados por estas rocas ígneas, o bien si se trata de niveles sedimentarios más o menos continuos.

Microscópicamente presentan una textura ofítica e intersectal de grano fino, formada por augita titanífera, olivino y plagioclasas. En el borde del afloramiento se sitúan unas facies de grano fino muy alteradas que presentan una textura intersectal de grano muy fino con amígdalas y fenocristales de olivino y plagioclasas; la matriz esta formada por: plagioclasas, piroxenos y menas metálicas.

El análisis modal realizado permite clasificarlas como Doleritas basálticas. El lacolito de mayor tamaño alcanza unos 40-50 m de espesor y una extensión lateral cercana a 750 m.

1.2.4.10. *Margocalizas y calizas silicificadas oscuras (28)*

La serie del Subbético Medio central continua con este tramo, que presenta diversos cambios litológicos, al parecer controlados en gran medida por su proximidad a las intrusiones de rocas subvolcánicas.

Al N. del pico Castillejos (954 m), presenta una litología de calizas margosas y margocalizas, detectándose a la base niveles "slumpizados". Estos materiales han suministrado fauna de ammonites de la familia Hammatoceratidae y *Lytoceras sp.*, que indican un Lías superior; sobre ellos se depositan unas calizas nodulosas escasamente desarrolladas a las que siguen unas calizas micríticas oscuras algo silíceas con intercalaciones de margocalizas y con *slumping* a la base.

Entre los Km 26 y 27 de la carretera de Priego de Córdoba a Loja, las facies presentes son de calizas silíceas oscuras, en estratos de 30 a 60 dm, entre las

que se intercalan, muy esporádicamente, niveles de margocalizas. En la parte superior VERA (1977b) describe fauna de *Polyplectus discooides* ZIETEN que marcan el tránsito inferior del Aalenense, por lo que el tramo se puede dar como Toarciense medio y superior.

La potencia máxima registrada es de 160 m.

1.2.4.11. *Margas y margocalizas blanco-amarillentas (29)*

En el extremo noroccidental de la Hoja y sobre el tramo anterior, se ubican unas margas y margocalizas de tonos blanco-amarillentos en superficie (grisáceas en corte fresco), dispuestas en estratos de 15-30 cm, en cuyas superficies de estratificación aparecen numerosas impresiones de *Camelophycum*, recubiertas por una pátina de limonita. La fauna de ammonoideos data un Toarciense superior (*Polyplectus sp*, *Osserleioceras wunstorfi* MONESTIER, *perleioceras sp*, *Pleydellia sp*).

Los dos últimos metros de la serie se presentan en facies de ammonítico rosso con abundante fauna del Aalenense medio (*Erycites sp*, *Ludwigia sp*, *Holcophylloceras sp*), y cuyo techo muestra los efectos de la colada volcánica suprayacente.

La potencia observada es algo superior a 150 m.

1.2.4.12. *Rocas volcánicas (30)*

En la hoja de Montefrío aflora el extremo occidental de un amplio afloramiento de rocas volcánicas, que se extiende entre Algarinejo y Lojilla, ya en la vecina hoja de Alcalá la Real (990).

En las inmediaciones del Km 20'5 de la carretera de Priego de Córdoba a Loja, se observa la colada con unos 7-10 m de potencia y con estructuras en *pillow-lavas* de tamaño grande, que presentan intersticios rellenos de carbonato algo recristalizado.

Al microscopio se observa una textura variolítica de grano muy fino y amigdalar, con fenocristales de plagioclasas y piroxenos y una matriz en la que predomina esa misma composición mineralógica, además de presentar vidrio transformado actualmente a minerales de la arcilla.

Su composición química indica que se trata de un basalto alcalino.

La edad de la colada sería Aalenense-Bajociense inferior (GARCIA YEBRA, 1972), aunque una determinación radiométrica efectuada en ella la sitúa en el Bathoniense (PUGA com. pers.).

1.2.4.13. *Margocalizas y margas silíceas de tonos verdosos (31)*

En los sectores septentrional y occidental de la Hoja, sobre la colada volcánica o bien directamente sobre materiales toarcienses (lo que comporta

una laguna estratigráfica de edad Aalenense), se ubica un conjunto de margocalizas y margas silíceas de tonos verdosos, dispuestos en estratos de 30 a 60 cm. En algunas ocasiones el alto contenido en sílice controlado en parte por la presencia de abundantes espículas de radiolarios, permite hablar de verdaderos niveles de radiolaritas. También se localizan niveles con nódulos de sílex y de filamentos.

El tramo aflora en las series del Subbético Medio central, y especialmente en las de tránsito hacia el meridional. En la primera se han detectado varios acuñamientos (N. de Algarinejo y Los Castillejos), que a modo de hipótesis podrían estar ligados a zonas de omisión de depósito, favorecidas por umbrales creados por la intrusión y/o efusión de rocas ígneas.

No se ha localizado ningún nivel fosilífero de interés, pero VERA (1966b) indica la presencia en el sector de Montefrío de fauna del Bajociense. En el flanco meridional de Sierra de Chanzas alcanza una potencia de 550 m.

1.2.4.14. *Margas rojas con niveles de margocalizas silíceas "radiolaritas" (32)*

Sobre el último nivel referido y sobre materiales del Toarciense en el Subdominio del Subbético Medio meridional, se ubica un nivel continuo que cubre todo el ámbito de la Hoja, por lo que se puede considerar como nivel guía, constituido por unas margas y margocalizas de color rojizo intenso, localmente verdosas, con numerosas intercalaciones de margocalizas silíceas ricas en radiolarios: "radiolaritas".

En la parte central de la Hoja (área comprendida entre el arroyo de Vilano y arroyo de los Molinos), hacia la base del tramo se intercalan hasta tres niveles detríticos de 1-1'5 m de espesor, cuyos clastos son, en su práctica totalidad, de calizas oolíticas, o lo que es más frecuente, de oolitos sueltos.

Estos niveles se interpretan como el resultado de la redeposición de sedimentos de la plataforma existente en el Dogger, en dominios colindantes (Subbético Externo?).

El conjunto presenta ostensibles variaciones de potencia, variando entre 20 y cerca de 100 m. No se ha localizado fauna representativa, pero por su posición en la columna estratigráfica deben de pertenecer al Bathoniense y/o Calloviense.

1.2.4.15. *Turbiditas calcáreas con sílex y margas amarillentas y rojizas (33)*

El Jurásico del Subbético Medio culmina con otro nivel muy continuo, constituido por unas calizas detríticas de carácter turbidítico, en las que se presentan nódulos y en menor proporción niveles de sílex negro, que alternan con margas amarillentas y rojizas, especialmente hacia el techo. En la literatura geológica de la década de los sesenta y parte de los setenta, este nivel era denominado "microbrechas con aptychus".

En las inmediaciones del pico Fortaleza (806 m) este tramo únicamente se

diferencia de las margas cretácicas suprayacentes, por presentar niveles rojizos y violetas, así como algunos niveles de calizas detríticas. Estos materiales lateralmente cambian de facies de manera que 6 Km al NO, en el corte natural que ofrece el arroyo de Vilano, el conjunto es esencialmente carbonatado.

En este último corte, las secuencias turbidíticas generalmente son incompletas, observándose en ellas amalgamaciones y *slumping*. Las escasas medidas de paleocorrientes tomadas, indican un sentido de flujo hacia el Norte.

Los fragmentos carbonatados de estos materiales presentan esencialmente texturas micríticas y de micritas con filamentos, además de la presencia de algas dasycladaceas tipo *Clypeina jurásica* FAURE, típicas de ambientes de plataforma.

Los autores anteriormente citados reconocen en estos sedimentos, unas facies similares a los sedimentos turbidíticos depositados en las llanuras submarinas actuales.

De otra parte los *Aptychus* y las *Calpionellas* permiten datarlos como Malm. Su potencia puede oscilar entre 70 y algo más de 150 m.

1.2.4.16. Margas y margocalizas (34)

Afloran ampliamente en los núcleos de varios sinclinales que conforman valles de suaves pendientes, éstos ávidamente cultivados, por lo que sus condiciones de observación son muy deficientes.

Comienza con una serie rítmica de orden centimétrico a decimétrico de margas y margocalizas blanquecinas, gris en corte fresco, en la que se ha constatado la presencia de un Hauteriviense. (*Protetragonites sp*, *Lamellapaticus sp*). Encima se superponen unas margas verdoso-rojizas y grises que en ocasiones dan aspecto versicolor al afloramiento muy alteradas en superficie, que incluyen diversos pisos entre el Hauteriviense y el Cenomaniense, éste ya en el Cretácico Superior caracterizado por la presencia de *Rotalipora Cushmani* MORROW y *Rotalipora deeckeii* FRANKE.

3 Km al suroeste del pico Godines (929 m), bajo arcillas verdes circumbéticas, se observa una secuencia de margas blanquecinas del Barremiense, que incorporan niveles detríticos del orden de 10 cm de espesor, en los que se observan estructuras de corrientes.

La potencia del tramo es imposible calcularla, ya que sus condiciones de afloramiento lo impiden, pero con seguridad que superan los 300 m.

1.2.4.17. Margas y margocalizas rosadas (35)

En aparente concordancia con el tramo anterior (afloramientos cercanos al pico Godines y Zagra), se disponen unas margas y margocalizas rosadas y blanquecinas que incluyen pisos del Senoniense, Paleoceno y Eoceno Inferior, que ocasionalmente presentan intercalaciones turbidíticas a nivel de Santo-

niense, Maestrichtiense y Eoceno, como se observa en los afloramientos del extremo occidental de la Hoja.

El Campaniense-Santoniense se ha caracterizado por la siguiente asociación de nannoplacton: *Quadrum Trifidum* STRAANER, *Quadrum nitidum* MARTINI y *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE y MARTINI. El Campaniense por *Globotruncanita elevata* BROTZEN sin *Globotruncana ventricosa* WHITE ni *Globorotalia subspinoso* PESSAGNO y el Maestrichtiense por *Abathomphalus mayaroensis* BOLLI, etc.

El Paleoceno viene determinado por *Globorotalia uncinata* BOLLI, *Globorotalia angulata* WHITE y *Globorotalia pseudobulloides* PLUMMER.

Esta formación llega a alcanzar el Eoceno Inferior, caracterizada por *Globorotalia aragonensis* NUTTALL.

Al Sureste de Zagra, esta formación da paso a unas margas claras con niveles turbidíticos en el Eoceno Inferior, mientras que en el Noroeste de Montefrío, tal contacto se sitúa en el Paleoceno. Se interpreta, que ello se debe a la existencia de un cambio de facies entre ambos conjuntos hacia el Paleoceno-Eoceno Inferior.

En el afloramiento situado al oeste de Montefrío VERA (1966b), reconoció una discordancia entre los materiales del Cretácico Inferior y los del Senoniense, faltando de forma generalizada el Cretácico Medio.

En el presente trabajo se ha puesto de manifiesto, mediante microfauna, la existencia de tal tramo en amplias zonas de la Hoja y además, se interpretan los contactos discordantes antes aludidos, como mecánicos (fallas normales o de salto en dirección con fuerte componente normal). Del mismo modo las "brechas de cantos radiolaríticos verdes con cemento predominantemente calizo" que describe en la base de las "capas rojas", se interpretan como silicificaciones ligadas a los accidentes mecánicos, ya que es un hecho que se ha constatado a lo largo de las trazas de otras muchas fracturas presentes en la Hoja.

Al igual que el tramo anterior, es difícil calcular su potencia, pero se puede estimar que queda comprendida entre los 40 m para los afloramientos de menor espesor, y más de 120 m para los de mayor.

1.2.4.18. Margas claras con niveles turbidíticos (36)

Reposan en concordancia sobre las "capas rojas" con las que además cambian de facies a nivel de Paleoceno y Eoceno Inferior.

Genéricamente corresponden a una formación *flyschoides-margosa* de tonos blancos o verdosos-claros, que presentan intercalaciones de calizas detríticas y/o calcarenitas de 10-15 cm de espesor, con laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo, bioturbaciones, y ocasionalmente estructuras de muro, así como niveles de 50 cm formados casi exclusivamente por nummulites posiblemente resedimentados y otros de carácter conglomerático.

En el corte de la carretera de Algarinejo a Montefrío, en las cercanías de este último, se constata un Paleoceno Superior y Eoceno Inferior similares con niveles de calizas detríticas, calizas de nummulites y diversos niveles de tonos

más rojos; un Eoceno Medio compuesto por margas verdosas con excepcionales niveles de calizas detríticas; y un Oligoceno formado por una alternancia de margas y calcarenitas en lechos centimétricos, su asociación microfaunística se caracteriza por la presencia de *Turborotalia opima* BOLLI y *Globigerina ampliapertura*.

La potencia que alcanzan en este último afloramiento es del orden de 300 m.

1.2.4.19. *Calizas bioclásticas y conglomerados (37)*

Corresponden al primer depósito de características “molásicas” detectado en el ámbito de la Hoja.

Se localiza al noroeste de Tocón de Illora, en el Cerro El Portichuelo, donde alcanzan una potencia cercana a una veintena de metros y se disponen discordantemente sobre términos cretácicos y paleógenos del Subbético Medio.

En él se observan secuencias grano decrecientes de 1-1'5 m de espesor, formadas por una base conglomerática de cantos calizos similares a las calizas de plataforma del Lías Inferior y Medio Subbético, que alcanzan hasta los 10-15 cm de grosor, al que le sigue un tramo de calizas detríticas o calcarenísticas, cuyos cantos son casi exclusivamente fragmentos de nummulíticos y culminan con unas margas limosas blancas.

Un afloramiento de similares características pero de tamaño incartografiable ha sido localizado sobre el conjunto alóctono del Paleógeno que cabalga las calcarenitas del afloramiento de Montefrío.

La microfauna que presenta indica una edad oligocena Superior-Mioceno Inferior, (*Miogypsina sp*, *Nephrolepidina sp* etc.), pero una mayor precisión cronoestratigráfica de la fauna presente en el tramo suprayacente, permite datarlo como oligoceno Superior.

1.2.4.20. *Margas, conglomerados y calizas bioclásticas (38)*

Se localizan también en el cerro El Portichuelo, normalmente sobre el conjunto anterior.

En él también se observan secuencias en las que los conglomerados y las calizas bioclásticas son idénticas a las ya descritas (1,2,4,19), pero el término pelágico referido a las margas, adquiere mucho mayor desarrollo, pasando a ser dominantes. Los niveles superiores corresponden a una marga blanca o verdosa con esporádicas intercalaciones de calizas bioclásticas y conglomerados.

Alcanzan una potencia cercana a 40 m y su microfauna determina una edad Oligoceno Superior (*Globigerina angusuturalis* BOLLI), sin que se descarte que abarque también el Aquitaniense inferior.

1.2.4.21. *Margas verdes (39)*

A unos 4 Km al Nor-Noroeste de Montefrío, se localizan unos pequeños afloramientos de margas verdes dispuestos en aparente discordancia sobre margas claras del Paleógeno, que en campo se distinguen por presentar aquéllas tonos más oscuros.

El intenso cultivo existente en estos materiales impide efectuar observaciones sobre sus características y definir exactamente sus límites; no obstante se puede indicar que presentan esporádicos cantos de orden centimétrico a decimétrico de margocalizas silicificadas (Dogger) y calizas oolíticas, así como intercalaciones de turbiditas calcáreas de 30 cm de espesor.

Las determinaciones micropaleontológicas realizadas indican una edad Aquitaniense superior-Burdigaliense basal, caracterizadas por la presencia de *Globigerinoides gr. trilobus* REUSS, *Globigerinoide parawoodi* KELLER, *Catapsydrax univavus* BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN y ausencia de formas más modernas.

1.2.4.22. *Margas blancas algo silíceas (40)*

Adosadas al extremo noroccidental del afloramiento calcarenítico de Montefrío, se localizan unas margas blanquecinas, algo silíceas, con escasos niveles detriticos finos. Estos materiales alcanzan una potencia cercana a los 20 m.

Las microfaunas contenidas en estos materiales permiten datar el Burdigaliense inferior; se ha podido distinguir la parte baja del mismo, con *Globigerinoides altiapertura* BOLLI, *Globigerinoides primordius* BLOW y BANNER y *Catapsydrax dissimilis* CUSHMAN y BERM, y la parte superior semejante pero sin *Globigerinoides primordius* BLOW y sin *Globigerinoides subquadratus* BRONN.

Estos materiales presentan una litología muy parecida a la facies "albarizas y/o moronitas", que aparecen en posiciones geográficas más septentrionales.

1.3. NEOGENO Y CUATERNARIO. DEPRESION DE GRANADA.

Se recogen en este apartado todos aquellos materiales que sin necesidad de pertenecer, ni paleogeográficamente ni fisiográficamente al dominio de la Depresión de Granada, se depositaron tras una etapa previa en la organización de la cadena Bética, Mioceno Medio; etapa que produjo un cambio paleogeográfico en la Zona Subbética y la generación de áreas de sedimentación Neógeno-Cuaternaria en posiciones prácticamente semejantes a las que presentan en la actualidad.

De un lado, tendríamos un área de sedimentación dentro de la Zona Subbética, afloramiento de Mioceno Superior de Montefrío y del Mioceno Medio

y al S. y NE. de Zagra, y de otro, en el ámbito del contacto de las Zonas Internas y Zonas Externas, Depresión de Granada.

1.3.1. Mioceno Medio

1.3.1.1. Arenas y margas verdoso amarillentas (41)

Se presentan en dos pequeños afloramientos de varios cientos de m² de superficie, cada uno localizado en el extremo occidental de la Hoja, 500 m al S. del Cortijo de los Vizcainos y en el Pago del Almendral al N. de Zagra.

En el primer caso se trata de unas margas verdosas con niveles de arena y grava suelta, con pátinas de limonita y manganeso, mientras que en el segundo también dominan las margas, pero la fracción detrítica es más fina, fundamentalmente arenas finas. No se superan los 30 m de potencia en ningún caso.

Ambos afloramientos presentan microfaunas características del Langhiense (*Globorotalia praemenardii* CUSMAN y STAINFORTH y *Globorotalia siakensis* LE ROY).

El afloramiento meridional se dispone discordantemente sobre arcillas verdes de la Zona Circumbética, mientras que el septentrional lo hace sobre el Paleógeno Subbético autóctono, lo que implica que el emplazamiento del primer conjunto sobre el segundo, debió de realizarse con anterioridad al depósito de estos materiales (Langhiense o anteriormente).

1.3.2. Tortoniense (42,43)

1.3.2.1. Areniscas calcáreas bioclásticas poco cementadas y margas (42)

Afloran en dos sectores; al noreste y sur de Zagra, y en Montefrío.

Aunque las características del material en ambos sectores son similares, en Montefrío se disponen de cortes donde se pueden hacer mejores precisiones sobre su estratigrafía y sedimentología.

Se trata de calcirruditas, calcarenitas bioclásticas y niveles de conglomerados de color amarillo con esporádicos niveles margosos, que no suelen exceder los 30-40 cm.

En los niveles detríticos, el material bioclástico está compuesto por fragmentos de briozoos, lamelibránquios, algas rojas, foraminíferos planctónicos y bentónicos, balanus y gasterópodos. El resto de material siliclástico y fragmentos de rocas, está formado por cuarzo muy redondeado, calizas, sílex y micasquistos.

Las margas se presentan por lo general masivas, si bien es posible observar una tenue laminación horizontal.

A medida que se asciende en la serie, se produce una sensible disminución

granulométrica y un aumento en el contenido de los componentes bioclásticos.

En cuanto a las estructuras sedimentarias de ordenamiento interno se presentan: granoselección positiva y cantos blandos a la base, megaestratificación cruzada planar y en artesa, en ocasiones con láminas contiguas de polaridad opuesta (*herringbone*) y grandes superficies erosivas de gran continuidad lateral. Es de destacar el hecho de la aparición de sets de estratificación cruzada con láminas deformadas sinsedimentariamente.

Los levigados efectuados en los niveles margosos de este término, permiten datar un Serravaliense terminal-Tortonense inferior, con *Globorotalia menardii* D'ORB sin *Turborotalia siakensis* LE ROY ni *Turborotalia acostaensi* BLOW, y un Tortonense inferior con este último y sin *Turborotalia humerosa* TAK. y SAITO.

En su conjunto este tramo se presenta fuertemente buzante, en ocasiones con estratos subverticales y coronados por una espectacular discordancia angular bien visible en el pueblo de Montefrío.

A partir de la composición y estructuras sedimentarias de estas calcarenitas, se pueden atribuir a un ambiente de plataforma somera dominada por mareas -estratificación cruzada en *herringbone*-. En un marco de clara inestabilidad tectónica -deformaciones sinsedimentarias de las láminas, que en opinión de RODRIGUEZ-FERNANDEZ y VERA (1980), se encuentran relacionadas con sacudidas sísmicas dentro de la cuenca-. Esta actividad tectónica culmina con la generación de la discordancia antes aludida (intraortonense), ya puesta de manifiesto anteriormente por VERA y GONZALEZ-DONOSO (1964), VERA (1969), ESTEVEZ et al (1980) y RODRIGUEZ-FERNANDEZ (1982).

1.3.2.2. Areniscas calcáreas bioclásticas (43)

Materiales que descansan sobre la discordancia anterior. Se trata de unas calcarenitas bioclásticas de tamaño de grano medio-fino, con idénticas características texturales que las anteriores (42). Con éstas, las diferencias que se encuentran son, de un lado el mayor contenido en algas rojas y corales solitarios y de otro el descenso en el régimen hidrodinámico de las estructuras -laminación o estratificación planar o cruzada muy tendida y niveles con pequeños *ripples* de corriente u oscilación-. En ocasiones la intensa bioturbación puede destruir la laminación original.

El ambiente sedimentario deducido para este término, es semejante al anterior -plataforma marina somera-, de edad marcada por *Globorotalia plesiotumida* BLOW y BANNER y *Globigerinoides extremus* BOLLI y BERM, Tortonense superior.

Los efectos de la compresión intra-Tortonense provocaron un cambio en las condiciones paleogeográficas de la cuenca; cambio que también se hizo sensible en su propia dinámica. Esto provoca un descenso en el régimen energético, posiblemente debido a una paulatina retirada del mar durante el Tortonense superior.

Ambos términos (42 y 43), se encuentran afectados por una etapa compresiva posterior a la intra-Tortonense, puesta de manifiesto por fallas

inversas y movimientos dextrorsos, que han originado cabalgamientos y deslizamientos laterales.

1.3.3. Turolense superior (44,45,46)

1.3.3.1. Yesos laminados con lutitas y carbonatos (44)

Término equivalente a la "Unidad Evaporítica Superior" de DABRIO Y MARTIN (1981) descrita en otros puntos de la Depresión.

Afloran únicamente en un punto de toda la Hoja, inmediatamente al N. de Fuensanta y en relación con el gran afloramiento Triásico situado al N. de Moraleda de Zafayona.

Se trata de una alternancia centimétrica de niveles de yeso con lutitas y ocasionalmente láminas de carbonatos. Los yesos se presentan como elementos milimétricos, empastados en una masa lutítica-margosa minoritaria. Los intervalos de lutitas, de tonos grises, muestran una fina laminación paralela débilmente ondulada en detalle.

En base a la opinión de DABRIO et al. (1982), estas alternancias yeso-lutita de la Unidad Evaporítica Superior, constituirían secuencias turbidíticas lacustres, en las que el yeso es el componente detrítico que mostraría los intervalos a,b,c y d, de BOUMA y las lutitas serían el intervalo e.

Como se discute en la vecina Hoja de Loja (1025) donde estos materiales están extensamente representados, la apreciación de estas secuencias turbidíticas es muy difícil de establecer, por lo que la interpretación dada a la génesis de estas alternancias yeso-lutita, difiere un tanto de la de los anteriores autores.

Nuestras observaciones nos han llevado a pensar que en realidad el yeso no es tal componente detrítico, sino que son cristales generados de esa matriz lutítica margosa, con nucleación y crecimiento en el seno del sedimento en condiciones de elevada salinidad del agua.

La disminución de la concentración salina del agua del lago, por entrada de agua dulce, provocaría, de un lado el cese de la sedimentación evaporítica, y de otro el aporte de elementos finos, que originarían por asentamiento el depósito de las lutitas. Variaciones minoritarias en las condiciones físico-químicas del medio serían las responsables de la aparición de finas laminaciones en los niveles lutíticos.

De otro lado, no es lógico que una sedimentación turbidítica originase una distribución tan extraordinariamente homogénea de facies en todo el ámbito de una depresión lacustre cerrada, como es la de Granada en ese momento.

Más bien, y a nuestro juicio, se debiera tratar de un factor esencialmente climático el que controlase los aportes y variaciones de nivel en el lago, y en consecuencia las periódicas variaciones en componentes detríticos y salinidad en el agua, para originar las alternancias de niveles lutíticos y evaporíticos tan característicos de este término.

1.3.3.2. *Margas y margocalizas con lignito (45)*

Afloran en relación con los afloramientos de Trías situados al N. de Moraleda de Zafayona.

Se disponen de escasos puntos donde se pueden observar las características de este material. Al N. de Fuensanta, estos sedimentos que se presentan en continuidad estratigráfica con los yesos laminados (44), muestran una litología de margas verdes, grises y marrones oscuras, con frecuentes niveles de arcillas negras muy enriquecidas en materia orgánica.

En otros puntos y en posiciones, o lateralmente equivalente o más altas en la serie, este término está constituido por margocalizas y margas de tonos claros con algunos niveles e hiladas de lignito, donde es frecuente la aparición de gasterópodos lacustres.

1.3.3.3. *Calizas y margocalizas con gasterópodos (46)*

Se sitúan en una posición estratigráfica generalmente suprayacente a los anteriores, si bien pueden pasar lateralmente de forma gradual o bien por indentaciones netas.

Estas calizas presentan unas facies muy similares a las conocidas como "calizas de Páramos" de edad Pontiense.

Litológicamente consisten en calizas micríticas grises bien estratificadas con abundantes huecos fenestrales, gasterópodos y puntualmente restos de carbón.

Este término junto con el anterior (45), corresponderían a una sedimentación lacustre de agua dulce, lago en el que eventualmente se desarrollarían áreas palustres, con la formación de arcillas negras carbonosas y lignito.

1.3.4. **Tuoliense terminal-Pleistoceno (47,48,49,50,51)**

Esta unidad es la que presenta mayor relevancia dentro del relleno continental de la Depresión de Granada.

Aflora prácticamente en todo el sector meridional y suroriental de la Hoja de Montefrío.

Está constituida por varios conjuntos litológicos, aluviales, fluviales, lacustres y de transición entre ellos, que cambian de facies de forma compleja entre sí. Cambio que se puede realizar bien gradualmente, bien por indentaciones netas y muy extensas.

Su base está datada como Tuoliense superior por la presencia de molares de *Hipparion gromovae granatense* (ESTEVEZ et al., 1982), hallazgo efectuado en la vertiente septentrional del cerro Limones. Una importante fase de erosión y resedimentación de las unidades infrayacentes, junto con el rango de su distribución areal, nos permite definirla como unidad tectosedimentaria de rango cuencial.

1.3.4.1. Conglomerados y arenas canalizadas "Conglomerados de Moraleda" (47)

Afloran en ambas márgenes del río Cacín, entre Moraleda de Zafayona y los cortijos de El Pozo, y también en las proximidades de Venta Nueva.

En el primero de estos afloramientos la extensión de los mismos ha permitido poder presentarlos cartográficamente, sin embargo, en Venta Nueva los espectaculares cortes que se disponen de estos conglomerados, son debidos a Canteras para explotación de áridos, si bien no representables a la escala de la Hoja.

En Moraleda de Zafayona, se observa una sucesión de tres tramos conglomeráticos separados por episodios arenosos lutíticos. Los conglomerados están constituidos por cantos cuyo tamaño no suele exceder de 15 cm de diámetro. Su naturaleza, de un lado esquistos y mármoles, y de otro calizas lacustres, indica la procedencia de los relieves béticos de Sierra Tejeda y Almirara, y del tramo lacustre infrayacente de "calizas de Páramos" respectivamente.

El modelo más completo de secuencia comportaría la sucesión de muro a techo de las siguientes facies sedimentológicas: (Gms)-GmSh-Gt-St-Fl. (nomenclatura según MIALI (1977 y 1978) y RUST (1978).

Esta sería una secuencia típica de implantación y progresivo relleno de un canal, con una primera fase de conglomerados desorganizados muy heterométricos -GMS-, interpretables como depósitos de *debris-flow*. A esta sucedería una etapa de migración de barras longitudinales, gravas y conglomerados masivos o con estratificación de bajo ángulo, y arenas con laminación horizontal -GmSh-. El relleno del canal continuaría con gravas *clast-supported* con estratificación cruzada en artesa -Gt-, producidas por la migración de dunas o de rellenos de canales secundarios. Como reflejo del continuo decrecimiento energético en el canal, aparecen arenas con estratificación cruzada en artesa -St-, íntimamente ligadas a las anteriores. La última etapa, la constituyen arenas y limos con fina laminación y pequeños *ripples* -Fl- interpretables como depósitos de *overbank*.

En Venta Nueva se dispone de excepcionales, pero incompletos, cortes artificiales de algunos de los niveles conglomeráticos representados en Moraleda. En éstos merece la pena entresacar los ejemplos de barras conglomeráticas, donde DABRIO Y FERNANDEZ (1983), muestran con detalle sus características sedimentológicas y genéticas.

El ejemplo de Venta Nueva, ha sido interpretado por estos autores como resultado de la instauración de un canal sobre facies finas, que progresivamente han sido rellenados por una barra conglomerática.

La primera etapa de sedimentación dentro del canal correspondería al depósito de un *lag* (depósito grosero abandonado), sobre el cual se formó el núcleo de una barra, que desarrolló una superficie de avalancha. Después la barra creció por adición de sucesivas cuñas de sedimento, con tendencia a rellenar el canal, y originando una secuencia energético decreciente, tanto en la vertical como lateralmente.

Para el sistema fluvial en su conjunto se ha interpretado un modelo tipo *braided*.

La orientación y sentido deducidos a partir de las secciones de los canales principales y de la envolvente que los recoge, para el sistema fluvial que dio lugar a los “conglomerados de Moraleda” es aproximadamente de E. a O.

1.3.4.2. *Limos blancos, arenas con niveles conglomeráticos (48)*

Este conjunto litológico está constituido mayoritariamente por gravas, arenas y limos blanco-amarillos, ordenados en secuencias granodecrescentes a techo. Ocasionalmente estas acaban con carbonatos edáficos, o presentan lentes conglomeráticas tipo Moraleda.

La relación lateral con los bancos conglomeráticos canalizados de Moraleda-Venta Nueva (47), se puede apreciar bien el escarpe del río Cacán, en las proximidades del cortijo de El Pozo. En este punto se pone de manifiesto un acuñamiento de los canales conglomeráticos y una disminución granulométrica y energética en las estructuras sedimentarias.

La abundancia de facies limosas con frecuentes laminaciones de régimen de flujo bajo, el color blanco-amarillento, los carbonatos edáficos a techo de secuencias y las evidencias de procesos de hidromorfismo propio de un ambiente reductor (óxidos de hierro), hace pensar que el depósito ha tenido lugar en una llanura de inundación, donde el nivel freático se situaba frecuentemente por encima del suelo. Una llanura continuamente inundada tipo *backswamp*.

En esta llanura de inundación penetrarían canales secundarios con paleocorrientes perpendiculares u oblicuas al trazado de los “conglomerados de Moraleda”. Estos canales están constituidos por gravas-arenas y limos, y dan muestras de unas condiciones energético de crecientes a techo, tanto por su reducción granulométrica en la vertical, como por la sucesión de estructuras habitadas (de *cross-bedding* a la base a *cross-lamination* a techo).

A la base de este término, al Norte del vértice Limones han aparecido los restos del *Hipparion gramonae granatense* (Turolense superior), descritos por ESTEVEZ et al (1982).

1.3.4.3. *Margas limos blancos y calizas (49)*

Se trata de un conjunto en el que hacen aparición de forma frecuente rocas de precipitación química, margas, margocalizas, calizas micríticas con gasterópodos, oncolíticas y travertínicas, puntualmente también arcillas negras y lignitos.

Este conjunto se presenta bien expuesto en todo el sector oriental de Brácana y al sur de Huetor Tájar.

Sedimentológicamente se puede establecer como más representativa la secuencia: limo o arena laminada gris, calcilitita blanca, marga, margocalizas y caliza a techo. Siempre con una manifiesta tendencia a hacerse carbonato-

creciente a techo, aunque falten algunos de los tipos litológicos mencionados.

El término más detrítico basal, puede estar constituido por fragmentos de travertinos y oncolitos, y en ocasiones llegar a granulometrías tipo conglomerado medio (10 cm).

La aparición puntual de lignito y facies carbonosas a techo de las secuencias, hace pensar, junto con la tendencia a incrementar el porcentaje de carbonato, en secuencias de somerización a techo con un progresivo aumento en la concentración en sales. Secuencias típicas de un lago con escasa lámina de agua que se desecaba periódicamente.

El cambio de facies de este término con el anterior (48), se puede observar en el sector Fuensanta-Trasmulas. Este cambio se realiza de forma gradual, apreciándose un progresivo incremento de facies carbonatadas y una disminución de tamaño de grano en los sedimentos hacia el Sur.

Al Norte del gran afloramiento lacustre de Brácana, se produce un cambio lateral de los sistemas aluviales conglomeráticos provenientes de los relieves subbéticos, con los sedimentos margosos propiamente del lago. Este hecho está particularmente bien expuesto al Oeste de Brácana, en el vértice Encantada (639), donde se puede observar como esta variación lateral de conglomerados y arcillas rojas a margas y margocalizas, se realiza de forma gradual.

Como síntesis se puede pensar en un lago muy somero, extremadamente fluctuante, en el que puntualmente se generaban áreas de carácter palustre y donde se hacía sensible la influencia de los sistemas fluviales adyacentes.

1.3.4.4. *Arcillas rojas y conglomerados (50)*

Litológicamente presentan cierta similitud con los materiales descritos bajo el epígrafe 48, si bien destaca ampliamente en el paisaje su coloración rojiza.

Las secuencias sedimentológicas, allí donde se observan, son siempre positivas. Van de gravas y arenas a limos y arcillas rojas con frecuente disminución prismática, bioturbación, y nodulos de carbonatados edáficos a techo.

El modelo sedimentario propuesto, es de sistemas fluviales y aluviales con llanura de inundación frecuentemente en situación subaéreas, donde se producen de forma mayoritaria procesos de rubefacción del sedimento expuesto a las condiciones climáticas exteriores. Al igual que el caso anterior, la presencia de bancos conglomeráticos de rápido acunamiento lateral indicaría la alimentación de esta llanura por canales secundarios.

Estos depósitos fluviales con llanura de inundación subaérea se muestran localmente en íntima relación con aquellos que presentan llanura de inundación sumergida (48). Este hecho se presenta particularmente bien expuesto en el sector entre Moraleda de Zafayona y Huetor-Tájar, donde se observa un cambio lateral por indentaciones netas y muy extensas de uno y otro material; cambio que en ocasiones ocupa una banda de más de 1 Km. de anchura.

El gran afloramiento que se extiende desde Loja hasta Illora, a pesar de sus generalmente malas condiciones de observación, muestra lo que en su día fueron

los sistemas aluviales-fluviales que alimentaban la depresión desde los relieves subbéticos. A 1 Km de Tocón hacia Montefrío se puede observar un buen corte de estos sistemas aluviales, donde se muestra con claridad el carácter conglomerático del material, fuertemente influenciado en su naturaleza por los materiales subbéticos.

Esta banda de conglomerados y arcillas rojas, de dirección SO.-NE.(N70E) aproximadamente, constituye el borde actual de la Depresión de Granada en su sector septentrional. Esta dirección no es arbitraria en el contexto de la Cordillera Bética, ya que es una de las directrices tectónicas más típicas.

1.3.4.5. *Calizas oncolíticas y travertínicas (51)*

Se ha separado este término, aunque podría ser incluido en el epígrafe (49) por ser un nivel que característicamente se presenta en la parte somital de la serie pleistocena.

Aparece bien representado en el sector nororiental de la Depresión de Granada y en el sector occidental que ahora nos ocupa, su posición estratigráfica es claramente correlacionable.

En la Hoja de Montefrío aflora en un pequeño enclave en las proximidades de Loja. Se trata de unas margocalizas y calizas margosas blancas y de aspecto terroso, en las que los componentes dominantes son fragmentos de travertinos y oncolitos, cuyo diámetro puede variar desde milímetros hasta 10 cm. A éstas pueden acompañar margas y calizas grises con gasterópodos.

1.3.5. **Pleistoceno-Holoceno (52,53,54,55,56,57,58)**

1.3.5.1. *Conglomerados arenas y arcillas (52)*

Se trata de una unidad escasamente representada en la Hoja de Montefrío, pero con gran extensión en la vecina de Loja.

Reposa sobre una de las facies fluviales anteriormente descritas (48), pero en realidad y fuera del ámbito de nuestra Hoja, lo hace de forma indiferente sobre cualquiera de los materiales fluviales y lacustres equivalentes a los términos 47,48,49 y 50.

Su carácter es exclusivamente fluvial, consta de conglomerados, arenas y arcillas rojas, ordenados en secuencias positivas, típicas de implantación y sucesivo relleno de canales que continuamente cambian de posición. Estos fenómenos pueden acontecer en el marco de una red fluvial ampliamente divagante, que tendería a rellenar homogéneamente toda una gran extensión.

Frecuentes episodios de formación de suelos, bien representados en la vecina Hoja de Loja en numerosos puntos del carril del Canal del Cacín, al SE de Moraleda, dan esa típica coloración roja al material en su conjunto.

Dada la naturaleza expansiva de esta unidad sobre las infrayacentes y el

cambio brusco de sus facies en la vertical con éstas, podemos situar una ruptura de importancia a su base, correspondiente a un evento erosivo que en su día tendía a regularizar la topografía de los materiales basales (sistemas fluviales de Moraleda y facies laterales).

1.3.5.2. *Arcillas rojas y costras calcáreas (Glacis) (53)*

Se trata de un nivel típicamente residual resultado de una alteración edáfica intensa de la formación detrítica preexistente, que correspondería a la fase terminal de la secuencia aluvial iniciada con los conglomerados y arcillas del nivel 29, infrayacente.

Los niveles de encostramiento, discontinuos, pertenecerían a un episodio de aridización que culmina en el nivel superior denominado de glacis. Su espesor es variable, disminuyendo de Sur a Norte y biselado por el nivel de glacis.

Las costras calcáreas se presentan en detalle como niveles discontinuos de caliza muy porosa, poco densa. Como rasgo textural más típico, destaca el fino bandeado de color de aspecto ondulado.

1.3.5.3. *Conos de deyección (54)*

Son formas muy localizadas en el ámbito de la Hoja. Buenos ejemplos se pueden observar al Sur del Hacho de Loja. En este caso el material está compuesto de cantos y bloques calizo-dolomíticos con abundante matriz fina.

La pendiente de estos aparatos puede escender los 25-30°.

En otros puntos, sector de Trasmulas, los conos se forman a partir de materiales sueltos de carácter fluvio-lacustres. La granulometría resultante es mucho más fina que en el anterior caso, y en consecuencia su pendiente también menor, no escendiendo los 5°.

1.3.5.4. *Brechas (55)*

Bajo esta denominación se recojen formaciones clásticas superficiales acumuladas de forma mayoritaria, al pie de escarpes rocosos en los principales macizos calizo-dolomíticos.

Se han podido constatar dos generaciones de brechas cronológicamente diferentes.

Una inferior muy cementada, compuesta por cantos angulosos con matriz roja, que se presenta, o bien horizontal, o bien buzando algunos grados hacia el relieve de donde proceden, (buzamiento contrario al original). En ésta se puede observar una estratificación bien marcada, donde el valor medio de los estratos oscila en torno a los 50 cm.

Sobre la brecha basal citada anteriormente, se superpone una generación de brechas más recientes, en esta ocasión sin cementar, compuestas por

elementos muy angulosos y de aristas vivas que pueden haber perdido algo de este carácter por procesos de disolución posteriores. En ocasiones se presenta cierto porcentaje de "plaquetas", considerando como tales aquellos fragmentos cuyo eje mayor excede al menos en cuatro veces la dimensión del eje menor.

Estas brechas se disponen a favor de la pendiente y muestran una particular alternancia de lechos clásicos que ocasionalmente forman un entramado de cantos sin matriz, con niveles esencialmente arcillosos, pasando por situaciones intermedias, donde el contenido de cantos y matriz varía sensiblemente de unos a otros niveles. El buzamiento de estos niveles varía entre 30° y 35°.

Si bien ambas generaciones de brechas se pueden observar superpuestas en algunos puntos, lo más habitual es que los ejemplos mejor expuestos se presenten arealmente separados.

La generación inferior, que muestra buzamientos contrarios a los que cabría esperar originalmente, presenta esta disposición por haber sufrido un juego rotacional en el movimiento de la falla que ha generado el escarpe o talud rocoso de donde proceden.

Por el carácter de los cantos y su contexto se pueden considerar éstas, como depósitos de vertiente producto de una degradación climática de un escarpe rocoso. En ésta degradación han podido intervenir mecanismos de gelifracción y termofracción, que son los más usuales en la meteorización física de las calizas y dolomías.

La generación superior o más reciente, se puede incluir en el marco de unas formaciones similares extensamente representadas en numerosos puntos de la Cordillera por encima de los 700 m.

Estas, a nuestro juicio, se podrían asociar a una fase de clima frío durante el Pleistoceno Superior, presumiblemente de carácter periglacial, que produjo una intensa degradación crio-termoclástica en todos los macizos montañosos de la Cordillera por encima de los 700 m, y que de alguna forma guardase relación con la última manifestación glacial del Pleistoceno Superior en Sierra Nevada, recientemente puesta de manifiesto por SORIA et al., (1984 y 1985).

1.3.5.5. *Derrubios en general y deslizamientos (56)*

Hemos incluido en este apartado todos aquellos depósitos, con un origen local, evolucionados a partir del relieve dominante en cada ladera. Su litología va estrechamente ligada, por tanto, a la de estos relieves, pudiendo conservar su estructura sedimentaria original únicamente en los casos de movimientos rotacionales en grandes paquetes, y reestructurándose en forma de coladas en todos los demás movimientos, con estructuras típicas de soliflucción y/o reptación. (Zona del cortijo del Perú, en el arroyo de los Linares y extremo noroccidental de la Sierra de Parapanda).

1.3.5.6. *Travertinos (57)*

Aparecen bien representados en el corte natural del río Genil a su paso por Loja, en el cortijo de Chite y en el arroyo de las Viñas. Están asociados a actuales surgencias y constan mayoritariamente de restos vegetales recubiertos por calcita, a menudo redepositados, y niveles detríticos tamaño arena o grava.

1.3.5.7. *Aluvial y terrazas aluviales (58)*

En este apartado se recojen todos los rellenos actuales y subactuales de los principales cursos fluviales que drenan los distintos relieves en la Hoja.

Estos depósitos adquieren de modo usual forma de terrazas, que pueden presentarse en algunos puntos escalonadas en tres niveles, entre 4 y 20 m por encima del curso fluvial activo.

La parte superior de las formaciones aluviales está constituida generalmente por limos y arenas de decantación de lecho de inundación aunque el cuerpo sedimentario aluvial, está constituido por niveles de gravas, muy rodadas en el caso del Genil, y poso rodadas a subrodadas en los casos de sus afluentes, intercalados con niveles arenosos e incluso lutíticos.

2. TECTONICA

El área comprendida dentro de la Hoja de Montefrío muestra ampliamente los efectos de la Orogenia Alpina, así como otros eventos anteriores que, en parte fueron responsables de la configuración paleogeográfica de la Zona Subbética. Estos se centran principalmente en fracturas transcurrentes y distensivas de dirección ENE-OSO, que además de facilitar la salida de rocas volcánicas directamente de la astenosfera, configuraron una serie de surcos donde se acumularon grandes potencias de sedimentos. Uno de estos surcos correspondería al subdominio del Subbético Medio central.

Durante el Jurásico Superior, Cretácico y Paleógeno se registran varias formaciones turbidíticas, que indican una inestabilidad en la cuenca de sedimentación.

El primer impulso tectónico de la Orogenia Alpina detectable en la presente Hoja se sitúa en el Oligoceno. Este impulso debió de producir una surrección de relieves, que se denudaron rápidamente y dieron lugar a los conglomerados y calizas bioclásticas de edad Oligoceno Superior (epígrafe 1.3.4.16.).

A continuación se producen varias etapas tectónicas, que se manifiestan claramente en la formación de mantos de cabalgamiento en los que actuó como autóctono relativo el Subbético Medio.

En la Hoja se pueden distinguir cuatro mantos que de inferior a superior son los siguientes:

- Trías de Antequera.
- Unidad Parapanda-Hacho de Loja.
- Unidad de Sierra Gorda (Subbético Interno) (VERA 1966).
- Zona Circumbética.

Estos mantos localmente se pueden encontrar en otro orden debido a movimientos posteriores.

Posiblemente el emplazamiento de los tres primeros mantos tuvo lugar en el Miceno Inferior con poco espacio de tiempo entre ellos. El impulso que originó el cabalgamiento de la Zona Circumbética sobre las restantes debió acontecer en el Langhiense, ya que la formación alóctona presenta sedimentos del Mioceno Medio, datados en la vecina Hoja de Granada, y a su vez recubierta en discordancia por sedimentos autóctonos del Langhiense.

La tectónica compresiva que origina estos desplazamientos produce en el Subbético Medio, autóctono relativo, pliegues frecuentemente invertidos de dirección N60E, y vergencia hacia el Norte.

Respecto a la dirección de los desplazamientos es indudable que se realizan con cierto sentido norteado, según refleja la dirección de los esfuerzos (registrados en los pliegues del autóctono relativo) y en la propia distribución de los afloramientos. No obstante, es posible que alguna etapa de traslación se haya realizado con una componente oeste en mayor o menor grado, lo que justificaría las verfencias observadas en las escamas de las laderas septentrional y occidental de Sierra Parapanda.

Con posterioridad, se producen unos retrocabalgamientos en sentido Sureste, que pinzan materiales alóctonos (Obeilar, Sierra Parapanda), o bien hacen aflorar el autóctono relativo sobre el que se ha producido el cabalgamiento (Hacho de Loja, Obeilar). Es de reseñar que estos retrocabalgamientos se producen en afloramientos cercanos a la supuesta traza del accidente Cádiz-Alicante, que en esta Hoja se situaría en el borde septentrional de la Depresión de Granada.

Durante el Neógeno se registran otras nuevas etapas compresivas: una intratortoniense, que da lugar a la discordancia detectada entre los materiales de esa edad en Montefrío y Zagra; otra finitortoniense, que produce los cabalgamientos observados al Norte del Hacho de Loja, Oeste de Zagra y Montefrío, y otra de edad Plioceno Cuaternario, registrada fundamentalmente por la presencia de basculamientos y fracturas; estas fracturas cuando discurren por litologías de conglomerados, en ocasiones los cantos presentan estrias, producto de la fricción de unos con otros.

Las fracturas que se han creado durante esta historia tectónica tan compleja, al contrario de lo que cabría esperar, muestran unas directrices muy claras y prácticamente invariables a lo largo del tiempo. Ello puede indicar que los esfuerzos han tenido directrices constantes. Las directrices predominantes en la fracturación son: N70°E y N30°E.

La primera corresponde con la directriz del contacto entre las Zonas Externas e Internas, que a la vez coincide con las fracturas transcurrentes y distensivas que afectaron al geosinclinal donde se depositaban las Zonas

Externas durante el Jurásico. En definitiva esta directriz corresponde a un juego de fracturas de movimiento dextroso que fueron las responsables del acercamiento y colisión de ambos dominios paleogeográficos.

En el área estudiada, estas fallas están asociadas a dos grandes accidentes, el de Cádiz-Alicante y el de Montefrío (SANZ DE GALDEANO, 1983). El primero, como anteriormente se mencionó, se localiza en el borde septentrional de la Depresión de Granada y ha condicionado en esta una fuerte subsidencial; sus efectos se pueden observar también en el Hacho de Loja, el cual se presenta intensamente dislocado.

El accidente de Montefrío está presente por todo un juego de fracturas localizadas en el sector noroccidental de la Hoja. La de mayor envergadura es la que pasa por el núcleo del anticlinal de Sierra de Chanzas y a favor de la cual, ha intruido el basamento Triásico del autóctono relativo. Las fracturas que siguen las trazas del río Turca (Algarinejo) y el arroyo de Vilano a la altura de Montefrío, tienen saltos en vertical de varios cientos de metros.

La edad en las que este juego de fracturas ha actuado es muy amplia, ya que se presentan efectos achacables a ellas desde el Jurásico hasta la actualidad, tal y como se observa en los depósitos más recientes de la Depresión de Granada.

La directriz N30°E, así como otras menos importantes como la N-120°-150°E, no parecen tener la importancia tectónica que la anteriormente comentada; se tratarían de fracturas de acomodación o distensivas, creadas tras una o varias etapas compresivas.

3. GEMORFOLOGIA

El plano adjunto representa los rasgos geomorfológicos más sobresalientes de la Hoja a escala 1:100000.

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

Dentro de la Hoja de Montefrío pueden diferenciarse a grandes rasgos dos tipos de relieve, que están condicionados estrechamente por la naturaleza de los materiales; éstos constituyen el substrato y están influenciados en gran medida por las estructuras geológicas que los afectan.

Un primer tipo de relieve más abrupto, comprende las tres quintas partes de la Hoja; ocupa las regiones más septentrionales de la misma y está constituido por un substrato de materiales mesozoicos fundamentalmente. Estos materiales forman sierras, dentro de las cuales se señalan las más importantes, así como sus cotas asociadas y son las siguientes:

- Sierra del Hacho de Loja (1025 m)
- Sierra de las Chanzas (1213 m)

- Sierra de Montefrío (1154 m)
- Sierra de Parapanda (1604 m)
- Sierra de Madrid (1256 m) y
- Sierra de Obeilar (885 m).

En líneas generales forman alineaciones escarpadas que siguen direcciones aproximadas SW-NE, coincidentes a grandes rasgos, con las direcciones de las estructuras geológicas del substrato, a excepción de la Sierra de Parapanda que constituye una gran mesa, coronada por un replano que constituye las cotas más altas de toda la Hoja.

Un segundo tipo de relieve, situado al Sur del anterior, está integrado por formas más suaves. Corresponde a un substrato elaborado a partir de materiales neógenos pertenecientes a la Depresión de Granada, así como aquellos materiales triásicos subbéticos, fosilizados por los anteriores.

Sobre este último relieve tiene lugar un desarrollo de grandes zonas planas, que constituyen las vegas del río Genil representadas por los materiales cuaternarios asociados.

Sobre el primer tipo de relieve se asientan las poblaciones de Algarinejo, Montefrío, Illora y Zagra. Sobre el segundo tipo de relieve se sitúan las poblaciones de Alomartes, Brácana, Peñuelas y Moraleda de Zafayona, y sobre los materiales de la vega se encuentran las poblaciones de Huetor-Tajar y Villanueva de Mesía.

Parte de la población de Loja, que aparece en el vértice suroccidental de la Hoja, se asienta sobre las estribaciones de Sierra Gorda relieve que tiene gran desarrollo más al Sur.

La red hidrográfica, de igual manera que el tipo de relieve, está condicionada por un lado por la naturaleza de los materiales sobre los que se asienta, condicionando su grado de encajamiento. Por otro lado los factores tectónicos generalmente marcan, en líneas generales, las direcciones de sus cauces.

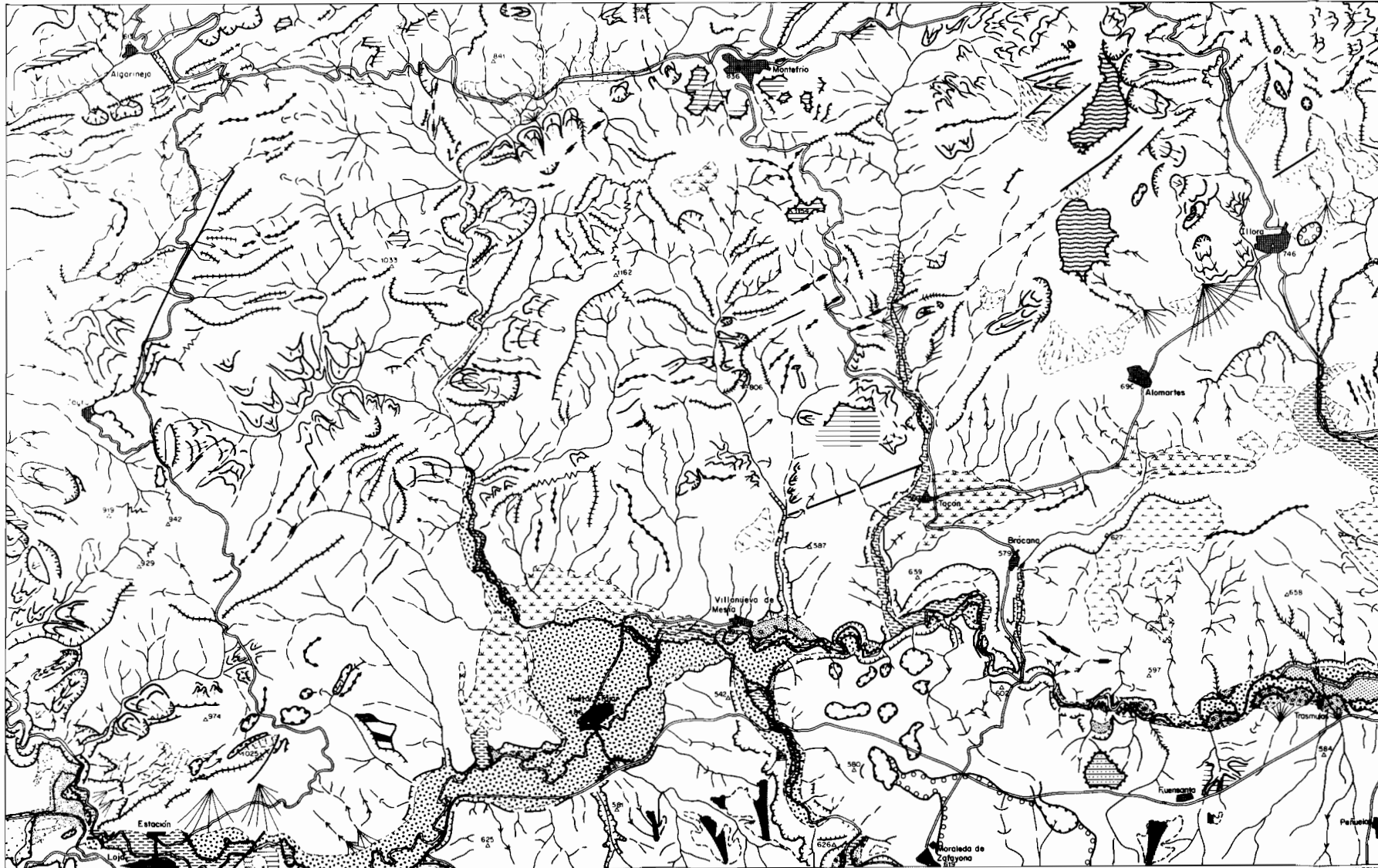
Toda la red fluvial que ocupa la Hoja de Montefrío pertenece a la cuenca del río Genil. Este río que transcurre según la dirección E-O y sentido al O, atraviesa los sedimentos más occidentales de la Depresión de Granada y materiales mesozoicos subbético en su salida de la Hoja. Los afluentes del Genil, por su margen derecha atraviesan en sentido Norte-Sur gran parte de la Hoja, teniendo sus nacimientos en la región más septentrional de la misma.

Este es el caso de los ríos Vilano, Vinares y Ahogagatos y de los arroyos Tocón y Ezcóznar, este último, con desembocadura en el Genil en la contigua Hoja de Granada.

Por la margen izquierda concurren el río Cacán ampliamente desarrollado en la vecina Hoja de Loja.

Hay que hacer notar la marcada densidad de la red en la parte alta de los cauces, así como la tendencia a seguir direcciones bien de estratificación o de fractura, cuando se desarrollan sobre el primer tipo de relieve descrito.

En la parte baja de estos cauces, coincidiendo con el segundo tipo de relieve descrito, la red se hace mucho menos densa y con un menor grado de



LEYENDA

TOPOGRAFIA

- Δ 974 Vertice, cota
- Núcleo urbano
- Carretero
- Cursos permanentes de agua

FORMAS ESTRUCTURALES

- Superficie estructural con indicación de buzamiento
- Escorpe estructural
- Fractura con incidencia morfológica
- Espóns roncados
- Capiro con resalte morfológico
- Lomas roncadas

KARST

- Dolinos
- Nivel de aplanamiento cárstico
- Campos de pequeñas dolinas
- Restos de desecificación
- Zonas endorreicas

MORFOLOGIA FLUVIAL Y TORRENCIAL

- Lecho de inundación y terraza baja
- Borde de terraza escalonado
- Terraza erosiva

TERRAZAS

- | | | |
|------------------------|---------------------------------|------------------------|
| RIO GENIL
Terrazo I | RIOS TOCÓN, VILANO
Terrazo I | RIO CACIN
Terrazo I |
| Terrazo II | Terrazo II | Terrazo II |
| Terrazo III | | |

- Escorpe erosivo
- Incisión por curso erosivo
- Conos de deyección
- Cobeceros con avance erosivo
- Fondo plano, en forma de V, en cuna
- Corrasco
- Curso secundario sin incisión
- Glacis misto
- Capturas en cobecera

MORFOLOGIA DE VERTIENTES

- Derrubios de ladera
- Cicatriz de desprendimiento
- Desprendimiento en flujo
- Deslizamientos en grandes bloques

PROCESOS EDAFICOS

- Suelos de caracter vetrico
- Castros

ESCALA GRAFICA
1000m 0 1 2 3 4 5 Km

Autor: INGENISA
Colaborador: Serrat Congost D

encajamiento. Presenta direcciones predominantes Norte-Sur de igual manera que la dirección de los afluentes principales.

En el vértice noroccidental de la Hoja se encuentra el río Turca que circula hacia el SE., siguiendo las direcciones estructurales y con un marcado encajamiento.

3.2. SISTEMAS MORFOGENÉTICOS

Se han distinguido en la Hoja de montefrío cuatro sistemas morfogénéticos, entendiendo como tales al conjunto de acciones que configuran un proceso determinado y dentro de ellos, las diferentes unidades morfogénicas como áreas con entidad cartográfica, en las que el proceso y la forma están relacionados genéticamente.

Hay que resaltar con especial relevancia los sistemas fluvial, vertientes y kársticos, pasando a un segundo grado, los procesos edáficos en cuanto a su menor influencia en la morfología actual del área comprendida dentro de la presente Hoja.

3.2.1. Sistema Fluvial

Dentro de este Sistema hay que prestar especial atención a la existencia de terrazas, glaciares y conos de deyección.

El sistema de terrazas de mayor entidad es el asociado al río Genil, donde se han distinguido tres niveles escalonados, si bien en ocasiones son difíciles de diferenciar dada la remodelación que han sufrido por acciones antrópicas.

Hay que señalar que estos niveles de terrazas no presentan continuidad en todo el cauce del río, siendo interrumpidas entre Villanueva de Mesía y Albenzaile, donde el río transcurre por sedimentos triásicos con un fuerte encajamiento. También en las proximidades de Loja, donde los efectos de la neotectónica reciente producen la discontinuidad de las citadas terrazas.

Estos tres niveles de terrazas pertenecientes al río Genil están comprendidas todas ellas entre los 4 y los 20 m del cauce actual.

El río Cacin muestra dos niveles de terrazas que serían correlacionables a las dos últimas citadas del río Genil.

De igual modo el arroyo Vilanos presenta un nivel de terraza a unos cuatro metros aproximadamente del cauce actual, que se desarrolla en el tramo terminal cerca de su desembocadura con el río Genil.

Todas las terrazas citadas presentan una escasa entidad cartográfica.

Los glaciares se localizan fundamentalmente en la parte meridional de la Hoja, al SE. de Huetor-Tájar y al S. de Fuensanta. Son la prolongación de grandes unidades que se extienden desde la vecina Hoja de Loja. Es de notar el encostramiento superficial que presentan, lo que ha permitido su buen estado de conservación ante procesos erosivos.

Los conos de deyección están representados en el Sur de las Sierras de

Parapanda y Hacho de Loja. No presentan gran extensión cartográfica y la naturaleza de sus materiales está constituida fundamentalmente por detritus de los depósitos calcáreos, de los relieves próximos. Algunos de ellos, los más antiguos, presentan encostramientos superficiales.

3.2.2. Sistema de Vertientes

Dentro del Sistema de Vertientes hay que distinguir dos unidades morfogénicas diferentes, por un lado los derrubios de ladera y por otro los deslizamientos. En ocasiones pueden asociarse y constituir unidades mixtas.

Los derrubios de ladera están constituidos por materiales que ocupan las áreas más bajas de los diferentes relieves, y su génesis va íntimamente ligada a la naturaleza del substrato que los alimenta. Así, de esta forma, para los materiales de carácter margoso, su formación está ligada a procesos de soliflucción y tienden a regular las vertientes con tendencia a la convexidad de las laderas. Están representados fundamentalmente entre Alomartes y Sierra de Obeilar, y entre Zagra y la Loma de las Granjas al Este de ésta, y Oeste de Huetor Tájar.

Cuando estos derrubios de ladera provienen de materiales de más alta competencia, como es el caso de las calizas de los relieves mesozoicos, se producen taludes de derrubios que indican una dinámica termoclástica que favorece los procesos gravitacionales simples. Magníficos ejemplos de estos fenómenos pueden observarse al Este de Montefrío en la carretera de Illora, Monte del Hacho, Norte de la Sierra de Obeilar y Sur de Algarinejo.

3.2.2.1. Deslizamientos

Los fenómenos de deslizamiento dentro de la Hoja de Montefrío, pueden clasificarse en dos grupos: coladas de barro y los desprendimientos en grandes bloques.

Las primeras están ligadas a todos los materiales margosos y arcillosos y su génesis es debida a fenómenos de soliflucción. Están representados fundamentalmente al Sur de la Loma de la Merce, Este de los Ventorros de San José, Este de Cerro Godines y Noroeste de Parapanda, aunque están presentes en mayor o menor grado en toda la Hoja.

Los desprendimientos en grandes bloques se producen fundamentalmente en las laderas de las Sierras de Parapanda y Hacho de Loja, así como al SE. de los Ventorros de San José.

Pueden clasificarse en dos grupos, los simples desprendimientos de borde de escarpe, cuya génesis se debe a la existencia de fracturas paralelas al borde de los escarpes, favoreciendo los procesos gravitacionales. Estos dan lugar a acumulaciones de bloques muy heterométricos que alcanzan varios decámetros cúbicos. Ejemplos de estos desprendimientos se encuentran en el borde oeste de la Sierra de Parapanda, a la altura de los cortijos de Perpiñán y Pocopán, así

como al Sur del cortijo de la Pajuela en el borde E. de la misma Sierra y NE. de Illora.

Otro grupo lo constituyen auténticos deslizamientos de grandes bloques, favorecidos por un substrato que puede alcanzar un estado de elevada plasticidad. En este caso, pueden observarse buenos ejemplos al sur del cortijo de los Pedregales, al este de Cerro Godines, al sur del cortijo de las Piñas, en las estribaciones occidentales de la Loma del Secretario, en la región suroccidental de la Hoja, y al E. y NO. de Illora en el borde occidental de la Sierra de Parapanda.

3.2.3. Sistema Kárstico

El desarrollo de procesos kársticos tiene lugar dentro de la Hoja de Montefrío en aquellos materiales susceptibles de disolución como pueden ser las calizas liásicas, los yesos pertenecientes a los materiales triásicos y los travertinos cuaternarios.

En los materiales carbonatados, los procesos kársticos se manifiestan de dos formas deferentes representados dentro de la Hoja. Estas dos formas son las dolinas y los niveles de aplanamiento kárstico.

Dentro de las primeras se han distinguido formas individualizadas, cuando su tamaño alcanza dimensión cartográfica suficiente, como es el caso de las representadas en las Sierras de Madrid, Parapanda, Hacho de Loja, y vértice suroccidental de la Hoja. Estas formas kársticas presentan generalmente relenos de descalcificación, consistentes fundamentalmente en arcillas rojizas. Cuando el desarrollo de estas formas se manifiesta como un conjunto de pequeñas dolinas próximas entre sí, pero de escaso desarrollo individual, se han diferenciado como campos de dolinas, este es el caso de la zona norte de Sierra de Parapanda.

Los niveles de aplanamiento kárstico, aunque explicar su génesis continúa siendo comprometido desde el punto de vista geomorfológico, al igual que el de superficies de aplanamiento en otras rocas, es evidente su presencia en la Sierra de Parapanda. Existen dos niveles de aplanamiento basculados, uno hacia el Sur y otro hacia el Norte. El primero comprendido entre cotas de 1400 m-1350 m, aproximadamente y el segundo entre 1600 y 1500 m.

En los materiales triásicos, los procesos kársticos se desarrollan de igual forma, originando buenos ejemplos de dolinas representados al norte de Moraleda de Zafayona y entre esta población y el río Genil. Algunas de ellas pueden alcanzar dimensiones de más de un kilómetro.

Existen dentro de la Hoja dos zonas endorreicas que muy posiblemente tengan su génesis ligada a procesos de karstificación subterránea, las cuales podrían tratarse de un ejemplo de karst encubierto.

La primera de ellas y más notable, es la situada al Sur de la Hoja entre Moraleda de Zafayona y Fuensanta, con una extensión máxima de 3'5 km. Su génesis puede estar relacionada con la karstificación subterránea de materiales triásicos, con la consiguiente readaptación de la superficie. En la actualidad se

encuentra rellena por propias arcillas de los materiales triásicos, fosilizadas por la creación posterior de suelos.

La segunda zona endorreica, de menor entidad, está situada al Este de Illora y su génesis está condicionada por procesos de karstificación subterránea en las calizas liásicas. Su extensión máxima es de 800 m y se encuentra rellena por materiales fundamentalmente derrubiados.

3.2.4. Procesos edáficos

Dentro de los procesos edáficos, los más importantes en cuanto a reflejo morfológico se refiere, son la formación de suelos de carácter vértico y la formación de costras calcáreas.

Los primeros se caracterizan por su color gris oscuro a negro, con estructura columnar y que presentan frecuentemente grietas de desecación por tratarse de suelos ricos en arcillas hinchables. Es frecuente la existencia de *Slicken Sides*.

Las segundas pueden ser observadas al Este de Brácana y al Oeste de Moraleda, desarrolladas sobre el glacis.

3.3. DINAMICA ACTUAL

En el momento actual, la dinámica que se desarrolla es fundamentalmente de carácter erosivo, y se manifiesta tanto en la red de drenaje como en la evolución de las vertientes. Los procesos kársticos, continúan funcionando tanto de forma subaérea como subterránea, aunque las condiciones climáticas actuales permitan deducir una cierta ralentización de los mismos, comparado con épocas más húmedas y frías.

En el caso de la red de drenaje, se observa que existe una gran profusión de cauces de la red secundaria, en la que se desarrolla una fuerte incisión lineal prácticamente con ausencia de depósito. Por otra parte se observa como en la actualidad se producen en diferentes puntos efectos de retroceso en las cabeceras de variables consecuencias; en primer lugar la creación de "circos" en cabecera y en segundo lugar, el claro efecto de capturas entre cabeceras de vertientes opuestas.

Es de notar igualmente, como se están produciendo en la actualidad socavamientos laterales al substrato en el cauce de mayor entidad, a la vez que existe un desarrollo progresivo de cárcavas y formas en *bad-land* asociadas generalmente a materiales arcillosos-margosos. En este último caso los ejemplos más característicos se registran en los materiales triásicos y neógenos, que atestiguan una vez más la dinámica erosiva que predomina en la actualidad.

Aunque la regularización de los caudales de algunos ríos, como el Genil y el Cacín, han hecho que las crecidas estacionales sean menos efectivas a nivel geomorfológico, y por tanto menos peligrosas para la actividad humana, la ocupación por el hombre de los lechos de inundación no deja de ofrecer riesgos catastróficos, siguiendo su dinámica normal en clima mediterráneo, sobre todo

en los valles más angostos de los afluentes del Genil.

La falta casi absoluta de recubrimiento vegetal, facilita la erosión intensa por las aguas de arroyada, al cargarse éstas de materiales en suspensión, dando finalmente mayor poder erosivo a los cursos principales.

En cuanto a la dinámica de vertientes se refiere, los procesos generadores descritos en el apartado de sistemas morfogenético están en pleno funcionamiento, y no se trata pues de una dinámica ya finalizada. Por ser fenómenos crónicos con una periodicidad desconocida, aunque no así su posible localización, a veces no coincide su funcionamiento con una determinada generación, por lo que el hombre puede confiarse y producirse efectos catastróficos. Los casos históricos más recientes se mantienen en el recuerdo cuando han afectado a núcleos habitados como el caso de Illora o Loja, o como las coladas que afectaron y siguen afectando a la carretera nacional de Granada-Málaga, a su paso por Salar y Loja, o la carretera de Montefrío a Tocón aún visible, por referirnos a ejemplos comprendidos dentro de la Hoja.

La previsión de las zonas de mayor riesgo es fácil y clara, y el mapa adjunto las sintetiza.

Hay que añadir que cualquier modificación antrópica de estas laderas encierra un alto riesgo, ya que puede catalizar desprendimientos en cadena de consecuencias imprevisibles.

La elevada sismicidad de la zona, aumenta si cabe más el riesgo potencial de desprendimientos y movimientos en masa.

4. PETROLOGIA

En la Hoja de Montefrío se presentan algunos afloramientos de rocas ígneas de naturaleza volcánica y/o subvolcánica enclavadas en materiales correspondientes al Triás, Lías Medio, Toarciense inferior-medio y Aalenense superior-Bajociense.

En el capítulos de Estratigrafía (1) y más concretamente en los epígrafes 1.2.3.2.(19); 1.2.4.2.(23); 1.2.4.6.(27) y 1.2.4.9.(30), se exponen las características generales de estos materiales en cuanto a sus litologías y disposición estratigráfica, por lo que no se estrará en detalle en este apartado.

No obstante, se van a reseñar los caracteres fundamentales en cuanto al magmatismo existente y su quimismo asociado.

En la presente Hoja se ha determinado un magmatismo básico, dentro del cual se han diferenciado, por su carácter de emplazamiento, dos tipos: uno volcánico y otro subvolcánico.

El magmatismo subvolcánico se emplaza en materiales triásicos y pertenecientes al Toarciense. La edad no es bien conocida, puesto que dataciones radiométricas efectuadas sobre los enclaves triásicos han dado edades comprendidas entre Dogger y Terciario. Esto se ha interpretado como rejuvenecimientos mineralógicos producto de etapas posteriores de metamorfismo de muy bajo grado (PUGA, com, pers.).

como al Sur del cortijo de la Pajuela en el borde E. de la misma Sierra y NE. de Illora.

Otro grupo lo constituyen auténticos deslizamientos de grandes bloques, favorecidos por un substrato que puede alcanzar un estado de elevada plasticidad. En este caso, pueden observarse buenos ejemplos al sur del cortijo de los Pedregales, al este de Cerro Godines, al sur del cortijo de las Piñas, en las estribaciones occidentales de la Loma del Secretario, en la región suroccidental de la Hoja, y al E. y NO. de Illora en el borde occidental de la Sierra de Parapanda.

3.2.3. Sistema Kárstico

El desarrollo de procesos kársticos tiene lugar dentro de la Hoja de Montefrío en aquellos materiales susceptibles de disolución como pueden ser las calizas liásicas, los yesos pertenecientes a los materiales triásicos y los travertinos cuaternarios.

En los materiales carbonatados, los procesos kársticos se manifiestan de dos formas deferentes representados dentro de la Hoja. Estas dos formas son las dolinas y los niveles de aplanamiento kárstico.

Dentro de las primeras se han distinguido formas individualizadas, cuando su tamaño alcanza dimensión cartográfica suficiente, como es el caso de las representadas en las Sierras de Madrid, Parapanda, Hacho de Loja, y vértice suroccidental de la Hoja. Estas formas kársticas presentan generalmente relenos de descalcificación, consistentes fundamentalmente en arcillas rojizas. Cuando el desarrollo de estas formas se manifiesta como un conjunto de pequeñas dolinas próximas entre sí, pero de escaso desarrollo individual, se han diferenciado como campos de dolinas, este es el caso de la zona norte de Sierra de Parapanda.

Los niveles de aplanamiento kárstico, aunque explicar su génesis continúa siendo comprometido desde el punto de vista geomorfológico, al igual que el de superficies de aplanamiento en otras rocas, es evidente su presencia en la Sierra de Parapanda. Existen dos niveles de aplanamiento basculados, uno hacia el Sur y otro hacia el Norte. El primero comprendido entre cotas de 1400 m-1350 m, aproximadamente y el segundo entre 1600 y 1500 m.

En los materiales triásicos, los procesos kársticos se desarrollan de igual forma, originando buenos ejemplos de dolinas representados al norte de Moraleda de Zafayona y entre esta población y el río Genil. Algunas de ellas pueden alcanzar dimensiones de más de un kilómetro.

Existen dentro de la Hoja dos zonas endorreicas que muy posiblemente tengan su génesis ligada a procesos de karstificación subterránea, las cuales podrían tratarse de un ejemplo de karst encubierto.

La primera de ellas y más notable, es la situada al Sur de la Hoja entre Moraleda de Zafayona y Fuensanta, con una extensión máxima de 3'5 km. Su génesis puede estar relacionada con la karstificación subterránea de materiales triásicos, con la consiguiente readaptación de la superficie. En la actualidad se

De acuerdo con la figura 1 las rocas analizadas se clasifican de la manera siguiente, en función del quimismo de sus magmas originarios:

- ... Basanita
- △ ... Basalto alcalino
- ... Basalto toleítico
- ... Basalto intermedio entre toleítico y alcalino
- ▲ ... Andesita
- ... Traquiandesita

La clasificación de rocas volcánicas y subvolcánicas, en base a su quimismo, complementa siempre adecuadamente las clasificaciones de base mineralógica, y en el caso de rocas vítreas o hipocristalinas y de rocas alteradas, por corresponder a un magmatismo no actual, son más fiables que las clasificaciones modales. De ahí que en el caso que nos ocupa de un magmatismo de edad mesozoica, con materiales poco cristalinos, las denominaciones de las rocas en base a su quimismo sean de gran utilidad, y en el estudio petrológico de las rocas correspondientes, se han tenido en cuenta como términos composicionales para el magma correspondiente, aunque los nombres de las rocas subvolcánicas se hayan complementado con el término *doierita* que hace alusión a su forma de aflorar.

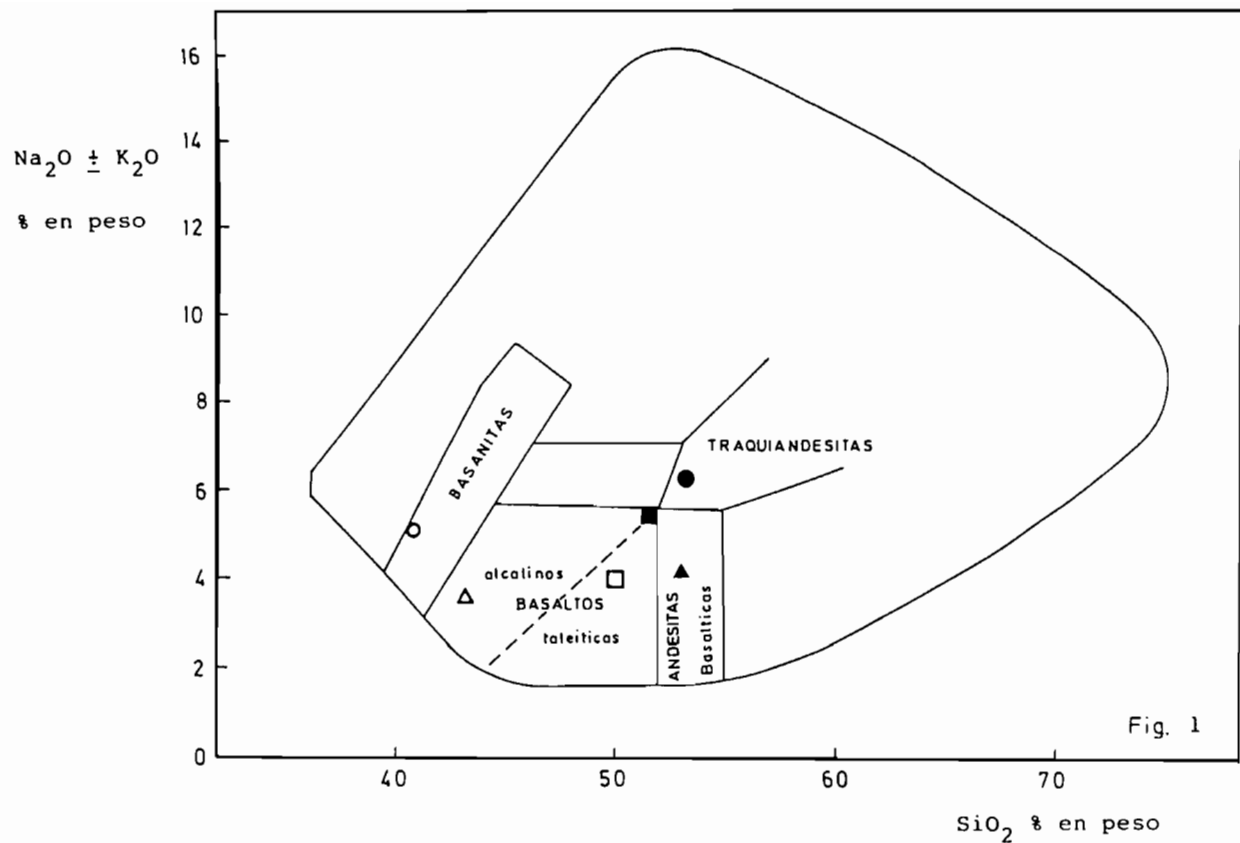
La utilización del diagrama de la figura 2 complementa el de la figura 1 para la clasificación de los magmas de los que proceden estas rocas ígneas, con la ventaja de que en él, se utilizan elementos como Zr y Ti considerados inmóviles durante los procesos de alteración postmagmáticos que han afectado a estas rocas. Las conclusiones que se obtienen de este diagrama, están en buen acuerdo con las obtenidas a partir del anterior, en cuanto a la clasificación como basálticos s.l., de los magmas correspondientes a las rocas volcánicas y subvolcánicas jurásicas, y como basalto próximo a andesita, o bien como magmas andesíticos s.l., a los originarios de las rocas subvolcánicas intrusivas en materiales triásicos.

De acuerdo con el diagrama clásico de diferenciación entre series alcalinas y subalcalinas (figura 3) las rocas analizadas, por su relación sílice / álcalis, no están ubicadas exclusivamente en ninguno de los dos campos. Para evitar esta indeterminación se ha utilizado el diagrama de la figura 4, basado en elementos inmóviles durante los procesos de alteración y de metaformismo de bajo grado, que nos muestra como la mayoría de las rocas analizadas se proyectan en la zona comprendida entre las razones $Zr/Y=4$ y 7, por encima del valor 0'67 para Nb/Y , que es justamente el campo correspondiente a los magmas de naturaleza transicional entre los toleíticos y los alcalinos. Así pues se puede concluir, con la prudencia debida al número limitado de análisis que se han manejado, que la naturaleza de los magmas, cuyas rocas afloran en la Hoja de Montefrío, sería transicional entre alcalina sódica y toleítica. Esto, a su vez, nos informa sobre el ambiente dinámico reinante en la corteza, en el lugar y durante el periodo de

tiempo en los que se produjo el magmatismo, que sería de régimen intermedio entre transcurrente y distensivo.

El diagrama de la figura 5 permite discriminar los ambientes geodinámicos principales en que se generan los magmas básicos en función de sus relaciones de Zr, Ti e Y. En esta figura podemos ver que el grupo de rocas analizadas (con una excepción que no es significativa), se proyectan en el campo correspondiente a los basaltos intraplacas (WPB), excluyéndose los generados en dorsales oceánicas (MORB) y los de arcos de islas (IA). Por lo tanto se puede concluir que el magmatismo básico Mesozoico que nos ocupa, tuvo lugar a través de una placa continental.

Finalmente, la figura 6 muestra las tendencias de variación entre los contenidos en tierras raras ligeras (La y Ce) y pesadas (Yb, o su homólogo en comportamiento el Y) de cada muestra (con valores normalizados con respecto a los de los condritos). Este diagrama muestra que las tendencias de variación entre tierras raras ligeras y pesadas varía dentro de escasos márgenes para cada muestra, y que no hay una separación clara entre los valores correspondientes a las rocas volcánicas jurásicas y a las intrusivas en Trías. De esto se puede deducir que la procedencia y las condiciones de génesis para los magmas originarios de ambos tipos de rocas deben haber sido similares y, por tanto, ambos conjuntos rocosos podrían ser comagmáticos.



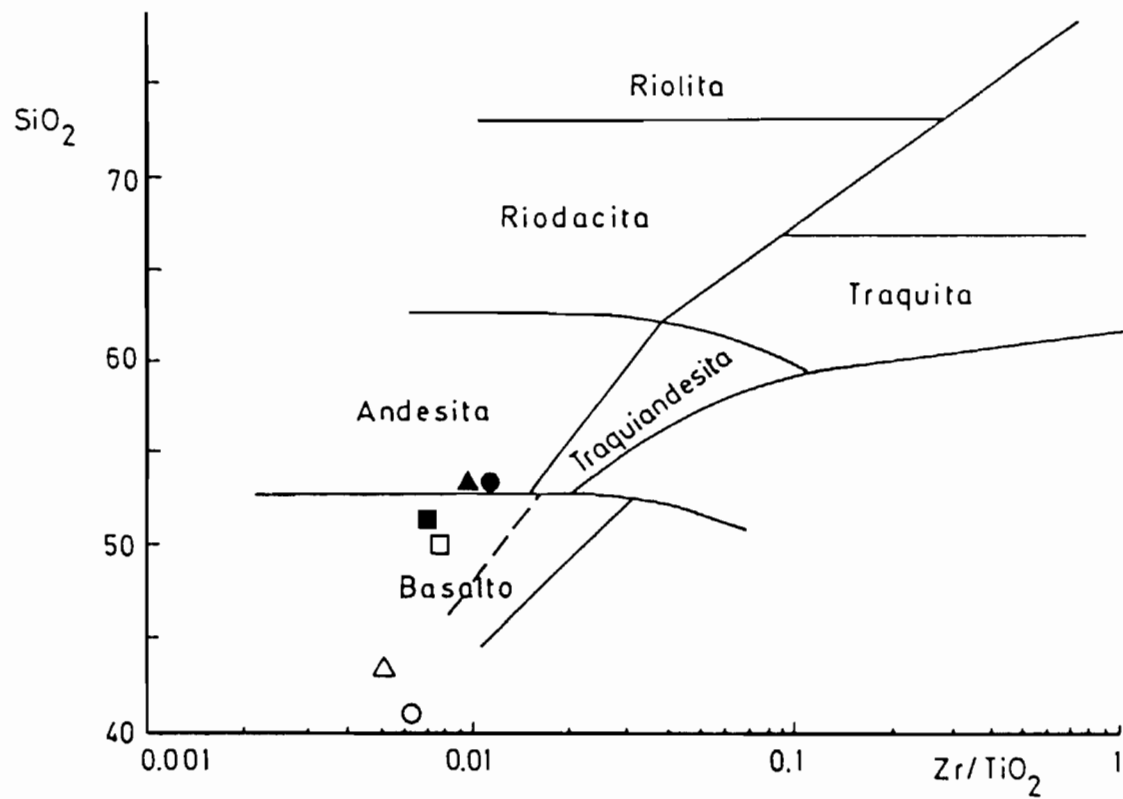


Fig. 2

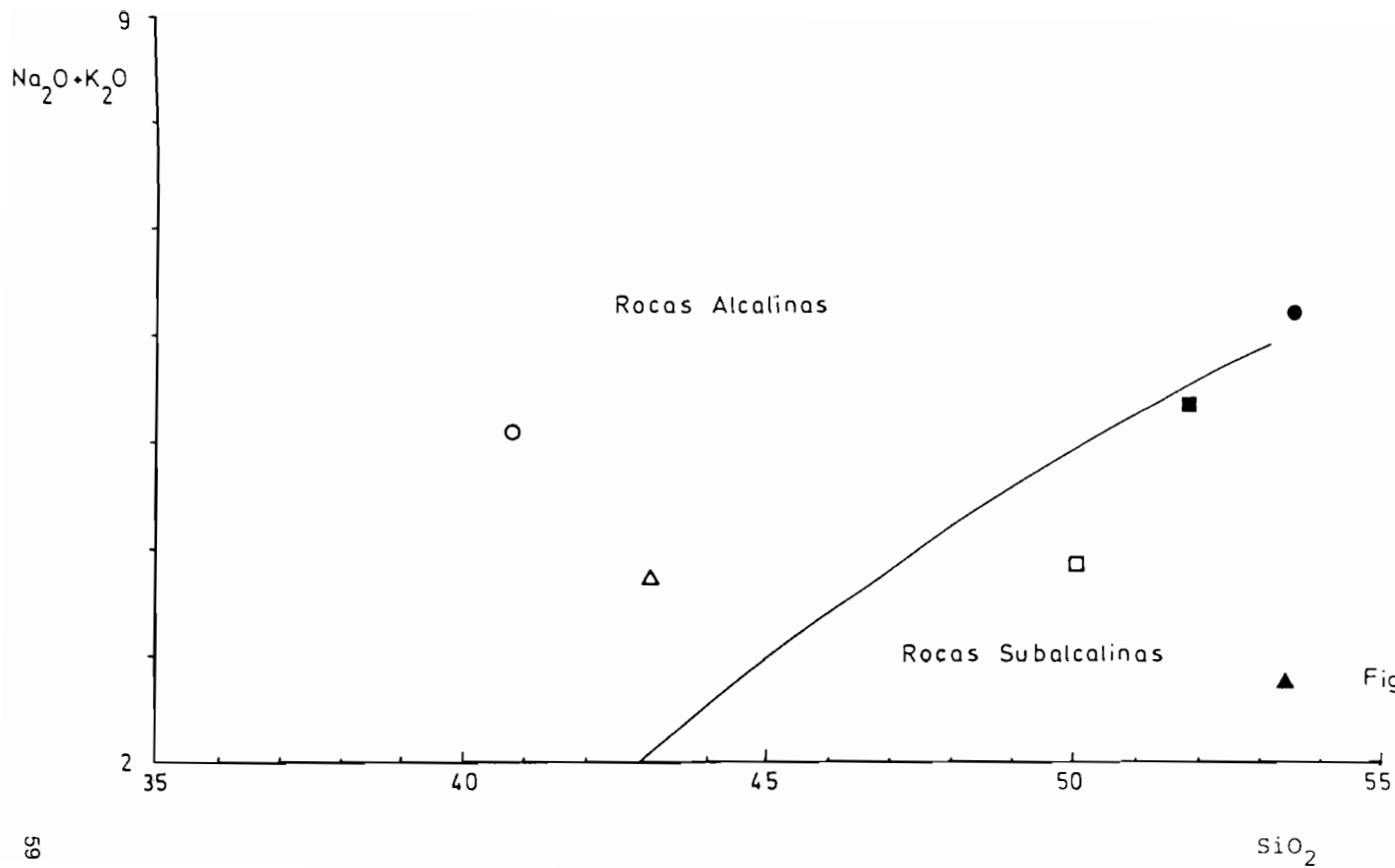


Fig.3

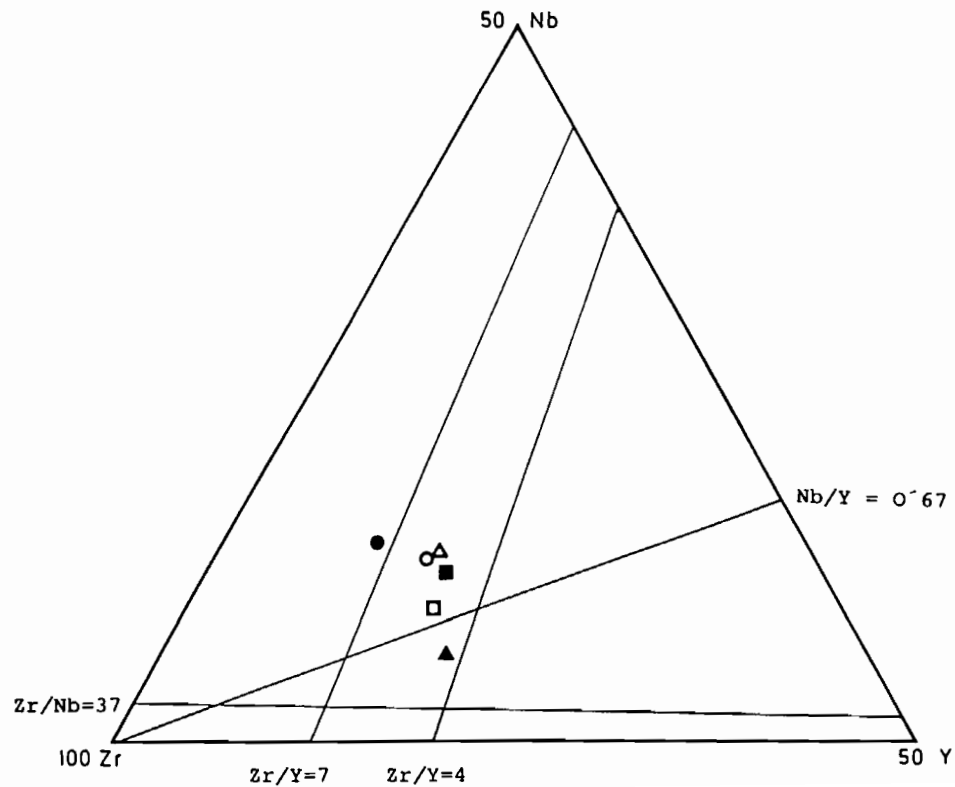


Fig. 4

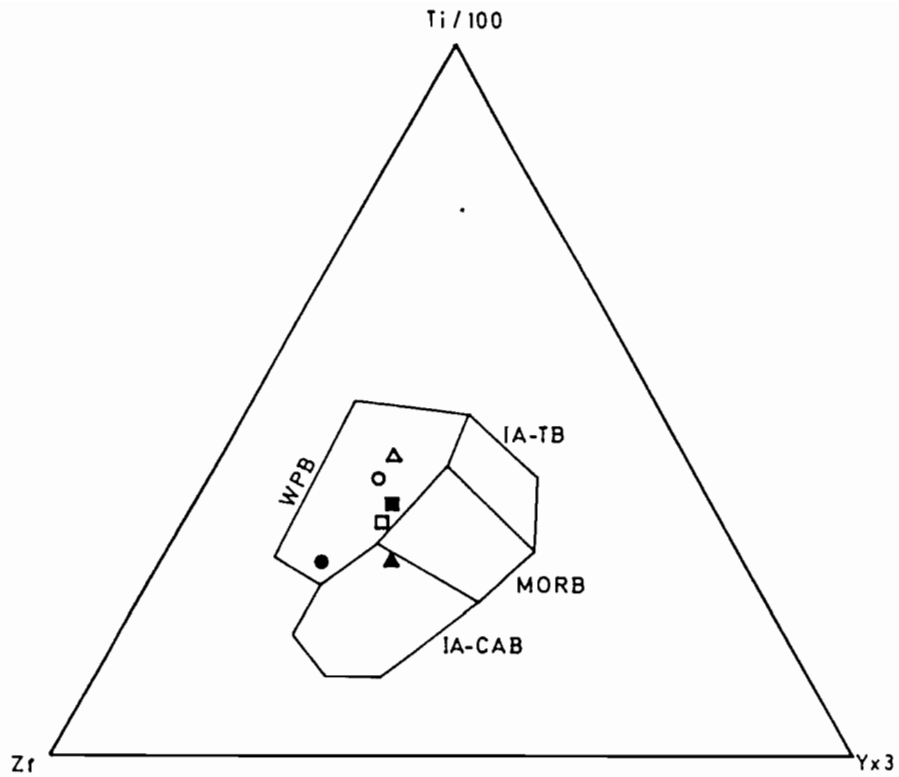


Fig. 5

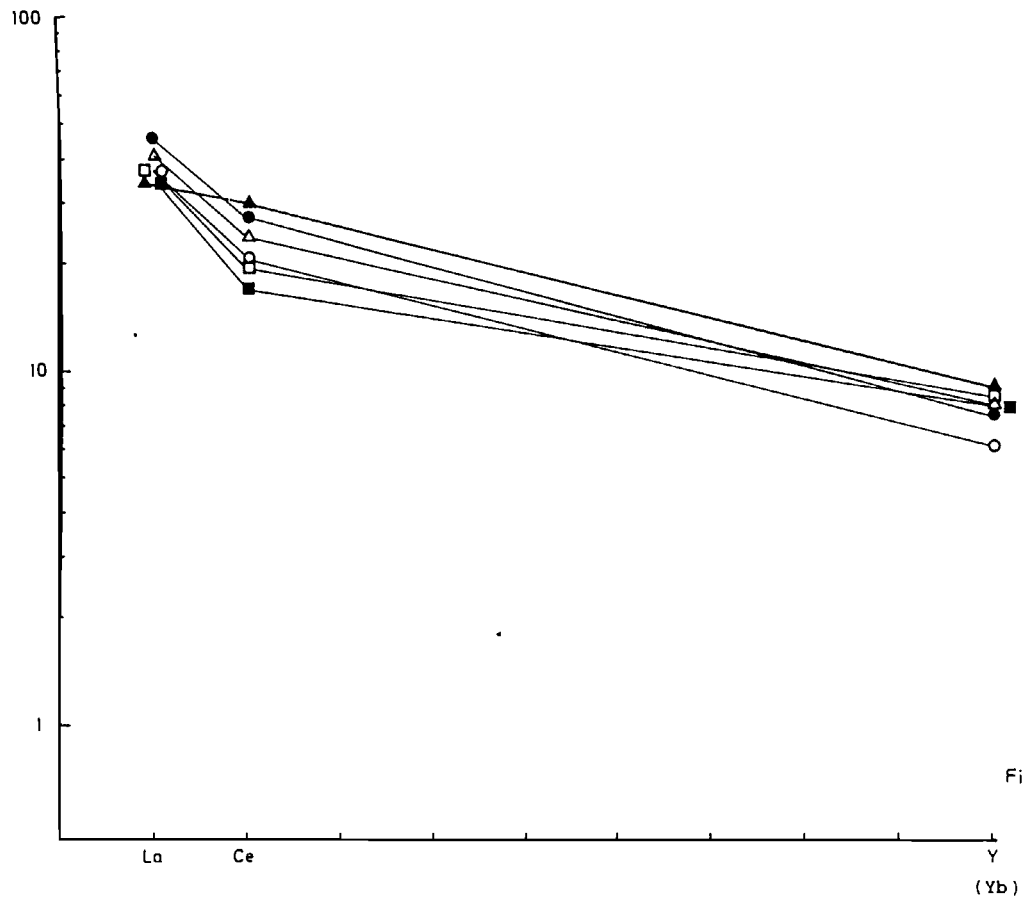


Fig. 6

5. HISTORIA GEOLOGICA

El registro cronoestratigráfico en la Hoja de Montefrío se remonta hasta el Triásico, en el cual la sedimentación era predominantemente continental, con formaciones detríticas fluviales y de lagoon evaporítico, con episodios marinos de sedimentación carbonatada poco profunda (dolomías), en un clima árido, seco y caluroso.

En el Jurásico se implanta un régimen marino representado por una extensa y somera plataforma carbonatada, muy constante durante el Lías Inferior. En el Lías Medio se generan áreas más deprimidas de carácter pelágico, estas áreas deprimidas se sitúan preferentemente en la parte septentrional de los que más tarde sería el Subbético Interno y en la posición más meridional de Subbético Medio. Aún dentro de este último, también existirían dominios pelágicos, pero de carácter muy restringido.

En el Carixiense se localiza una ruptura generalizada a partir de la cual, en el Subbético Medio comienza una importante subsidencia, que se ve acentuada durante el Toarciense y Aalenense-Bajociense en el subdominio actualmente definido como central, merced a fracturas de tipo transcurrente y distensivo, que facilitaron la salida de rocas ígneas procedentes de la astenosfera. La composición química de estas rocas indica que la naturaleza de los magmas es propia de zonas donde la corteza es adelgazada con tendencia a oceanizarse.

Durante el Malm, en el Subbético Medio, se producen una serie de avalanchas turbidíticas, que en esta Hoja procedían de una plataforma somera situada al Sur.

Mientras tanto, en el Subbético Interno se daban unas condiciones de umbral y/o talud pelágico, que se mantuvieron constantes durante parte del Dogger y Malm.

Con el Cretácico se homogeniza la sedimentación en el Dominio Subbético con facies pelágicas, que se mantienen constantes hasta el Paleoceno y/o Eoceno Inferior, según sectores. Localmente se originan turbiditas ligadas a pequeños taludes. Algunos autores sitúan una etapa orogénica de relativa importancia, al final del Cretácico Inferior, tanto en el ámbito Bético como en el Norte de Africa, en la presente Hoja no se ha detectado.

En el Paleógeno la sedimentación sigue siendo pelágica, pero ya incorpora de modo generalizado lechos turbidíticos. En el Oligoceno Superior se muestran ya claramente las deformaciones alpinas, con la incorporación de materiales liásicos dentro de facies conglomeráticas (conglomerados de El Portichuelo).

Durante el Mioceno Inferior, la Zona Subbética sufre los efectos de una notable etapa compresiva, que produce la extrusión y brechificación del Triás de Antequera (si es que no sucedió en la etapa previa) y la formación de mantos de cabalgamiento de componente direccional hacia el N. De este modo el Subbético Medio es cabalgado por el Triás de Antequera, éste a su vez por la Unidad Parapanda-Hacho de Loja, y ésta por la Unidad de Sierra Gorda (Subbético Interno). En esta misma edad se desarrolla ampliamente el Estrecho Nordbético, cuyo extremo meridional probablemente llegaría hasta Montefrío en el Burdigaliense inferior.

Hasta entonces la Zona Circumbética estuvo desligada presumiblemente de la evolución de las Zonas Externas. En aquella, la sedimentación desde el Cretácico Inferior hasta el Mioceno Inferior tuvo una marcada influencia turbidítica en el marco de una sedimentación pelágica profunda.

En el siguiente impulso tectónico acaecido en el Langhiense (Mioceno Medio), los materiales de la Zona Circumbética cabalgaron a las Zonas Externas, previamente estructuradas.

Durante el Serravaliense gran parte de los dominios situados al Sur del Estrecho Nordbético estaban emergidos, al tiempo que se configuran cuencas intramontañosas que son inundadas por la transgresión marina del Tortoniense. Gran parte de ellas fueron somerizadas y/o colmatadas muy rápidamente, como es el caso del área Montefrío-Zagra-Hacho de Loja.

A partir de este momento la Depresión de Granada toma entidad propia. En el Tortoniense superior también se continentaliza, instaurándose entonces en ella una cuenca endorreica de carácter esencialmente lacustre (Turolense), en la que se sedimentaron los yesos laminados y el tramo de margas con lignito y calizas con gasterópodos.

En el Turolense terminal debió de ocurrir un rejuvenecimiento de los relieve colindantes y/o un cambio climático importante, que trajo como consecuencia el cambio a un régimen de sedimentación fluvio-lacustre, con un sistema fluvial importante proveniente del Sur y una zona lacustre propiciada por la zona subsistente asociada a la traza del accidente Cádiz-Alicante.

Este régimen deposicional continuó hasta el Pleistoceno Medio, en el que la cuenca se colmató y posteriormente se instauró el régimen fluvial actual.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja de Montefrío la minería no se ha desarrollado a causa de la carencia generalizada de indicios mineros de interés.

Tan sólo se han encontrado un par de indicios, al parecer de cobre, asociados a las rocas volcánicas del Lías Medio, ubicados en las Sierras del Ojete y Chanzas, y otros dos de hierro asociado al Trias, al Suroeste de Zagra y Sur de Villanueva de Mesía.

En el ámbito de la Hoja, se localizan bastantes canteras, algunas abandonadas y otras en activo. Estas centran la explotación en las calizas y dolomías liásicas, como árido o como material de ornamentación, (caso de las "falsas ágatas" que rellenan fisura kársticas); en los yesos triásicos, en las terrazas aluviales del Genil y en los paleocanales de gravas del conjunto Pliocuaternario.

Las canteras de calizas explotan el tramo dolomítico Liásico en su proximidad a fracturas, en donde suele encontrarse bastante triturado. También

se obtiene este mismo material por la explotación de brechas de escasa matriz, de posible origen periglacial. Canteras de este tipo se localizan en la falda septentrional del Hacho de Loja y en las inmediaciones de Algarinejo.

La explotación de las calizas como material de ornamentación se realiza desde una cantera situada en las inmediaciones de Illora, que aprovecha una zona poco fisurada de las calizas blancas liásicas, y sobre todo en Sierra de Parapanda, donde extraen la calcita precipitada en fracturas de dirección próxima a N60E, bajo la forma de "falsa ágata". El conjunto de canteras allí existentes producen una buena parte del total de este producto a escala nacional.

La extracción de yeso está abandonada como actividad continuada, no obstante ocasionalmente se utilizan las canteras de este material, enclavado en terrenos triásicos, localizadas en las inmediaciones del pico Tajarillo (687 m.) y en Los Castellones (N. de Huetor Tájar).

Por último, existen también varias graveras en las terrazas del río Genil y paleocauces de grava asociados al sistema fluvial del Mioceno Terminal-Pleistoceno Medio, que utilizan sus materiales para éridos de construcción.

6.2. HIDROGEOLOGIA

De los materiales presentes en el ámbito de la Hoja de Montefrío, presentan características hidrogeológicas aceptables los siguientes:

- Calizas y dolomías liásicas.
- Aluviales y terrazas asociadas.
- Facies detríticas pliocuaternarias.

Los primeros presentan una elevada transmisividad a causa de la intensa fracturación que presentan, que en la mayoría de los casos ha sido acentuada por posteriores procesos de karstificación.

Los conjuntos detríticos presentan una porosidad de tipo intergranular, dependiendo en gran medida su transmisividad de la abundancia de matriz que presente y del grado de cementación.

Los términos carbonatados constituyen varios acuíferos kársticos en coincidencia con sus principales afloramientos, estos son:

- Acuífero de Parapanda
- Acuífero de Hacho de Loja
- Acuífero de Sierra de Madrid
- Acuífero de Sierra de Chanzas
- Acuífero del Subbético Medio
- Acuífero de Sierra Gorda.

Este último está muy escasamente representado en la Hoja, por lo que no se describirá en la presente memoria. No obstante en él se ubican la mayor de

las surgencias existentes en el área estudiada (manantial de Plines, localizado al Oeste de Loja), con caudales medios superiores a 400 l/seg.

Los afloramientos permeables de Sierra Parapanda configuran un importante acuífero colgado, a acusa de disposición tectónica del conjunto. Sus salidas se localizan en el manantial de los Cerezos al Norte y sobre todo en la fuente de Alomartes, al Sur. Esta surgencia muestra claramente el carácter colgado de los carbonatos, que implica una escasa zona saturada permanente, al presentar importantísimas oscilaciones de caudal (normalmente entre 30 y 150 l/seg), en función del régimen de precipitaciones existente.

El Hacho de Loja presenta un funcionamiento hidráulico complejo y aún no bien conocido; el afloramiento está muy tectonizado y aparentemente con zonas desconectadas hidráulicamente entre sí, frente a lo cual, sólo existen dos surgencias de entidad: Agicampe, que actualmente se encuentra regulada para abastecer a Huetor-Tájar, y Frontil. Este último presenta un caudal medio superior a los 100 l / seg, que para justificarlos habría que suponer un funcionamiento común de todo el afloramiento carbonatado, además de una elevada tasa de infiltración de la precipitaciones. Dada la fuerte tectonización que sufre el conjunto, con salidas del substrato impermeable a la superficie, hace prácticamente inviable un funcionamiento hídrico de conjunto por lo que podría suceder, que en Frontil también surgieran caudales procedentes de otros acuíferos y en particular de Sierra Gorda (DEL VALLE, com. pers.).

En la Sierra de Madrid se ubica otro acuífero colgado, pero que a diferencia del situado en Sierra Parapanda, no presenta o al menos no se le conoce, una salida definida. Ello comporta una nula capacidad de retención de las aguas infiltradas, produciéndose su evacuación de la formación permeable casi instantáneamente después de su infiltración, a través de las múltiples surgencias existentes en sus bordes.

En la Sierra de Chanzas se localiza un acuífero kárstico que se encuentra dividido en dos sectores, meridional y septentrional, con funcionamiento hidráulico independiente. El primero presenta su salida en Las Viñas, que actúa como *trop plein*, donde se ha formado una mesa travertínica, actualmente en gran medida desmembrada.

El sector septentrional es poco conocido, debiendo presentar sus salidas de forma oculta hacia el río Turca.

La última formación kárstica corresponde al basamento carbonatado del autóctono relativo de la Hoja: el Subbético Medio a excepción hecha del afloramiento de Sierra de Chanzas. Se trata de un acuífero profundo que excepcionalmente aflora (cortijo de la Pedriza, Hachuelo, arroyo Milanos) y cuya alimentación debe provenir primordialmente del drenaje diferido, proveniente de los materiales suprayacentes. La única salida que presenta, se localiza en el afloramiento existente en el arroyo Milanos con un caudal superior a 200 l/seg y un ligero termalismo.

Los acuíferos aluviales se localizan principalmente en las márgenes de los principales cursos fluviales. Los datos de los puntos de agua en ellos existentes recopilados del inventario del IGME, indican que no alcanzan desarrollos verticales considerables, estando la potencia media en torno a 10-15 m.

La calidad de sus aguas no suele ser apta para consumo humano por las altas concentraciones en sulfatos.

Por último, en las cercanías de Venta Avera, se ha comenzado a explotar mediante sondeos con resultados aceptables las facies canalizadas de los aparatos fluviales del Turoliense terminal-Pleistoceno Medio, sin que por el momento se conozca su potencial hídrico.

7. BIBLIOGRAFIA

- AZEMA, J; FOUCAULT, A; FOURCADE, E; GARCIA - HERNANDEZ, M; GONZALEZ - DONOSO, J.M.; LINARES, D; LOPEZ - GARRIDO A.C.; RIVAS, P; Y VERA, J.A. (1979).- "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas." *Secre. Public. Univ. Granada*, 83 pags.
- BAENA, J. Y PEREZ, L. (1982).- "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética s.str". *Colección informe. IGME*. 256 pags.
- BERTRAND, M. Y KILIAN, W. (1889).- "Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Málaga." *In Misión d' Andalousie Mem. Ac. Sc. Paris T - XXX*, pp. 378 - 582. (Traducción al español: Bol. Com. Map. Geol. T - XVIII, pp. 257 - 447).
- BLUMENTHAL, M. (1931).- "Geologie des Chaines péribétiques et subbétiques entre Antequera et Loja, et zones limitrophes (Andalousie)". *Bull. Soc. Geol. France* (5). Vol - 1, pp. 23 - 94.
- BOURGOIS, J. (1978).- "Le transversale de Ronde. Données géologiques pour una modele d' evolution a l' arc de Gibraltar." *Tesis Univ. Besaçon* (Publ. Annales Scient Uni. Vol - 30, 445 pags).
- BRAGA, J.C. (1982).- "Ammonites del Domerense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas)". *Tesis Univ. Granada*, 382 pags.
- BRAGA, J.C.; COMAS, M.C; DELGADO, F; GARCIA - HERNANDEZ, M; JIMENEZ, A.; LINARES, A; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1981).- "The liassic Rosso Ammonitico facies in the Subbétic Zone (Spain), Genetic consideration". In: A. FARINACCI Y S. ELMI (eds): *Proc. Rosso Ammonitico Symposium, Ed. Thechonoscienza, Roma*, pp. 61 - 76.
- CANO, F. (in litt).- "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1007 (Rute) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000". *I.G.M.E.* (pendiente de publicación).
- DABRIO, J.C. Y VERA, J.A. (1970).- "Características sedimentarias del Jurásico Subbético en la región de Algarinejo - Rute". *Act. Geol. Hisp.* I - V. pp. 8 - 11.
- DABRIO, C. Y MARTIN, J.M. (1981).- "Yesos diagenéticos en la Depresión de Granada". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. Geol.*, 79: pp.- 215 - 223.
- DABRIO, C.; MARTIN, J.M. Y GARRIDO MEGIAS, A. (1982).- "Signification sedimentaire des evaporites de la depresión de Grenade (Espagne)". *Bull soc, géol. France* T XXIV. nº 4 pp. 705 - 710.

- DABRIO, C.J. Y FERNANDEZ, J (1983). "Génesis y evolución de barras conglomeráticas en un río de baja sinuosidad (Depresión de Granada, España)". *Mediterránea Ser Geol.* nº 2. pp 3 - 28.
- DURAND - DELGA, M; DIDON, J.; FOUCAULT, A. Y PAQUET, J. (1970). "Dorsale Bétique ". In: *BOURGOIS et al (1970): Donnes nouvelles en la Geologie des Cordilleres Bétiques Ann. Soc. Geol. Nord.* Vol - 40 pp. 382 - 384.
- ESTEVEZ, A; LOPEZ - GARRIDO, A.C.; RODRIGUEZ - FERNANDEZ, J.; ALBERDI, M.T. Y RUIZ - BUSTOS, A. (1982a).- "Sur l' age miopliocene des series detritiques de la terminaison oriental du bassin de Grenade (Espagne meridionale)". *C. R. Ac. Sc. Paris*, Vol. 294. pp - 1189 - 1190.
- ESTEVEZ, A. RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA, J.A. (1982b).- "Evidencia de una fase comprensiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas". *Estudios Geológicos*, Vol. - 11, pp - 2 - 29.
- FALLOT, P. (1948).- "Les Cordillères Bétiques". *Estudios Geológicos*, vol - 8, pp - 83 -172.
- FERNANDEZ, J. Y DABRIO, C.J. (1983).- "Los conglomerados de Moraleda de Zafayona, un modelo de sistema fluvial de tipo braided (Depresión de Granada, España)". *Estudios Geológicos*. Vol - 39. pp - 53 - 69.
- GARCIA DUEÑAS, V. (1967).- "Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética". *Not. Com. IGME*. Vol. 101 - 102.
- GARCIA DUEÑAS, V. (1969).- "Consideraciones sobre las series del Subbético Interno que rodean la Depresión de Granada (Zona Subbética)". *Acta Geológica Hispánica*. Vol. 3 pp - 9 - 13.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA, J.A. (1980).- "Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera". *Geologie en Mijnbouw*. Vo. - 59, pp. 155 -168.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1979a).- "El Lias infracarixiense de la Zona Subbética". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, Vol -10, pp - 367 - 374.
- GARCIA - HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1979b).- "El Carixiense de la Zona Subbética". *Cuad. Geol. Univ. Granada*. vol - 10, pp - 375 - 382.
- GARCIA - YEBRA, R.; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1972).- "Precisiones sobre la edad de las coladas volcánicas jurásicas en la región de Algarinejo - Lojilla (Zona Subbética)". *Acta Geológica Hispánica*, Vol - 7, pp. 133 - 137.
- GONZALEZ - DONOSO, J.M. (1967).- "Estudio geológico de la Depresión de Granada". *Tesis Univ. Granada* (inédita).
- GONZALEZ - DONOSO, J.M. (1977).- "Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada". *Cuader. Geol. Univ. Granada* vol - 8 - 9. pp. 191 - 204.
- GONZALEZ - DONOSO, J.M. LINARES, A.; LOPEZ - GARRIDO, A.C. Y VERA, J.A. (1971).- "Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas". *Cuader. Geol. Iberica*, Vol - 2, pp - 55 - 59.

- GONZALEZ - DONOSO, J.M.; LINARES, A.; SEQUEIROS, L Y VERA, J.A. (1972).-“Excursión al Dominio Subbético Interno, La Unidad de Sierra Gorda.” *Grup. Esp. Mesozoico. Scre. Publ. Univ. Granada*, 16 pags.
- GONZALEZ - DONOSO, J.M.; LINARES, D.; MARTIN - ALGARRA, A.; REBOLLO, M.; SERRANO, F. Y VERA J.A. (1983).- “Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética).” *Estudios Geológicos* Vol. - 39, pp - 71 - 116.
- GONZALEZ - DONOSO, J.M.; RIVAS, P. Y VERA J.A. (1971).- “La serie liásica de Sierra Pelada (Zona Subbética, N. de Granada).” *Cuader. Geol. Ibérica*, Vol - 2. pp. - 205 - 226.
- GONZALEZ - DONOSO, J.M. Y VERA J.A. (1969).- “Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1025 (Loja) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.” *IGME, primera serie*, 16 pags.
- GONZALEZ - DONOSO, J.M.; RODRIGUEZ - FERNANDEZ, J.; SERRANO, F. Y VERA, J.A.- (1980).- “Precisiones estratigráficas sobre la discordancia intratortonienise de Montefrío.” *Bol. Real Soc. Española Hist. Nat. (Geol)*. Vol -78 - pp. -101 - 101.
- JEREZ, F. (1981).- “Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas.” *Bol. Geol. Min. vol. - 92, pp - 1 - 18*.
- LHENAFF, R. (1979).- “La bassin de Grenade (Andalousie, Espagne): Morphogenese d' une cuvette intramontagneuse”. *Méditerranée*. vol-3, pp.37-45.
- LHENAFF, R. (1981).- “Recherches Geomorphologiques sur las Cordillères Bétiques Centro - Occidentales (Espagne).” *These. Univ. de Lille*. 713 p. Lille (Francia).
- LINARES, A. Y RIVAS, P. (1973).- “El Lías Medio en la parte sur de la Zona Subbética (Sierra Elvira, Illora e Iznalloz, Provincia de Granada).” *Cuad. Geol. Univ. Granada*. Vol - 4, pp. 141 - 154.
- MARTIN, J.M (1979).- “La dolomitización basal del Lías superior subbético.” *Cuader. Geol. Univ. Granada*, vol - 10, pp - 583 - 589.
- MIALL, A.D. (1977).- “A Review of the braided river depositional environment.” *Earth. Sci. Revs*, 13, 1 - 62.
- MIALL, A.D. (1978).- “Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits.”: *A summary, in A.D. MIALL, Ed. Fluvial Sedimentology, can. Soc, Petro. Geol. Mem*. 5, 579 - 604.
- PEYRE Y. (1962).- El “Subbético con Jurásico margoso” o “Subbético meridional” como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, vol - 67, pp - 133 - 144.
- PEYRE, Y. (1974).- “Geologie d' Antequera et de sa region (Cordilleres Betiques).” *Tesis Univ. Paris (Public. Inst. Agronom. Paris)* 522 pags.
- PUGA, E. Y RUIZ - CRUZ, M.D. (1980).- “Observaciones petrológicas y geoquímicas sobre el magmatismo básico mesozoico del sector central de la Cordillera Subbética.” *Cuader. Geol. Univ. Granada*. Vol - 11, pp. 127 - 156.
- RIVAS, P. (1972).- “Estudio paleontológico - estratigráfico del Lías (sector

- central de las Cordilleras Béticas." *Tesis Univ. Granada* (publicado resumen 77 pags. *Secr. Univ. Granada*).
- ROCA, A. Y MARTINEZ - GALLEGO, J. (1981).- "Estudio del Nummulites Montefriensis (Douville) en la localidad tipo (Montefrío, Andalucía)." *Revista Española de Micropaleontología*, Vol. 13, pp - 289 - 295.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1982).- "El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas." *Tesis. Univ. Granada* 224 pags.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. FERNANDEZ, J. (1985).- "Nearshore Sedimentation in the Granada basin during the lower Tortonian." *6 th. European meeting of sedimentology. Lleida. Spain. buola of summay.*
- RUIZ ORTIZ, P.A. Y VERA, J.A. (1979).- "Turbiditas calcáreas del Jurásico superior de las Cordilleras Béticas." *Cuader. Geol. Unive. Granada*, Vol - 10, pp - 571 - 582.
- RUST, B.R. (1978).- "A Classification of alluvial channel system", in A.D. MIALL, ed; *Fluvial Sedimentology, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5, 187 - 198.
- SORIA, J.M. et al (1984).- "Evidencias de acción glaciár en la parte altaa de la Cuenca del río Poqueira. (Sierra Nevada)." *Primer Congreso español de Geología. Segovia.*
- SORIA, F.J. et al. (1985).- "El Glaciarrismo en las vertientes meridionales de Sierra Nevada." *I Reunao do Quaternario Iberico. Lisboa.*
- VERA, J.A. Y GONZALEZ - DONOSO, J.M. (1964).- "Discordancia intravindobonense en Montefrío (Zona Subbética)." *No. Com. IGME.* vol - 76, pp - 19 - 32.
- VERA, J.A. (1965).- "Nuevos datos estratigráficos acerca de la región de Montefrío (Zona Subbética)." *Estudios Geológicos*, vol - 20, pp - 221 - 227.
- VERA, J.A. (1966a).- "La unidad "Parapanda - Hacho de Loja". Su individualización estratigráfica y tectónica en la Zona Subbética". *Acta Geológica Hispánica*, vol -1, pp - 3 - 6.
- VERA, J.A. (1966b).- "Estudio Geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes". *Tesis Univ. Granada (pub. Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* Tomo - 72, 192. pags. 1969).
- VERA, J.A. (1969).- "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1008 (Montefrío) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000." *IGME, primera serie*, 16 pags.
- VERA, J.A. (1981).- "Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico." *In: Programa Internacional de Correlación Geológica P.I.C.G. Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat.* Vol - 2, pp. 219 - 260.
- VERA, J.A. (1984).- "Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico." *In: A. OBRADOR (ed): Libro Homenaje al Prof. Sanchez de la Torre, Grup. Esp. Sedimentología. Publicaciones de Geología, Barcelona*, vol - 22, pp - 25 - 54.
- VERA, J.A.; GARCIA - HERNANDEZ, M; LOPEZ - GARRIDO, M; COMAS, M.C.; RUIZ - ORTIZ, P.A. Y MARTIN - ALGARRA, A. (1982).- "El Cretácico de

las Cordilleras Béticas." *In: El Cretácico de España, Universidad Complutense, Madrid*, pp. 515 - 630.

VERA, J.A.; MOLINA, J.M. Y RUIZ - ORTIZ, P.A. (1984).- "Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético Externo)". *In: A. OBRADOR (ed): Libro Homenaje al Prof. Sanchez de la Torre, Grup. Esp. Sedimentología. Publicaciones de Geología. Barcelona.* vol.22, pp - 141 - 162.

WINKLER, 1974.- "Petrología of Metamorphic Rocks." *Ed. Springer - verlag, New York Inc*

**INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA**
RÍOS ROSAS, 23 - MADRID-28003

