



IGME

1009

19-41

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GRANADA

966 MONTAÑA 16-39	967 ESONA 17-39	968 ALCAGUET 16-39	969 VALDEPERO DE-34% 19-39	970 HOBIMA 20-39	971 S. GREG. DEL CAYO 21-39	972 EL ARBADA 22-39
988 PUNTAZOS 16-40	989 17-40	990 ALCALA LARRAI 16-40	991 ZARAGOZA 19-40	992 MORADA 20-40	993 MENALBA DE 2000 21-40	994 PAZA 22-40
1.006 ESINMO 16-41	1.007 16-41	1.008 MONTRARIO 16-41		1.010 16-41	1.011 GUAJAR 16-41	1.012 16-41
1.029 ANTESUEÑA 16-42	1.024 17-42	1.025 ARIZONA 16-42	1.026 PROIX 19-42	1.027 ZARAGOZA 20-42	1.028 16-42	1.029 ZIFRON 22-42
1.038 ANALEA 16-43	1.039 17-43	1.040 CODEMAP 16-43	1.041 DURON 19-43	1.042 JANJON 20-43	1.043 IRASA 21-43	1.044 RIVANA SELMERA 22-43



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000**

GRANADA

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. Doctor en Ciencias Geológicas

Depresión de Granada:

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

MACROPALEONTOLOGIA

Sandoval Gabarrón, J. Doctor en Ciencias Geológicas
Tavera Benítez, J.M. Doctor en Ciencias Geológicas
Company Sempere, M. Licenciado 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 GEOMORFOLOGIA Y CUATERNARIO

Serrat Congost, D. Doctor en Ciencias Geológicas

ASESORIA TECNICA EN JURASICO Y RETACICO

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	8
0.3. ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL	10
1. ESTRATIGRAFIA	14
1.1. ZONAS INTERNAS	14
1.1.1. Complejo Alpujárride	14
1.1.1.1. Manto de Alfaguara	15
1.1.1.1.1. Filitas rojas y grises (1)	15
1.1.1.1.2. Cuarcitas (2)	15
1.1.1.1.3. Dolomías (3)	15
1.1.1.2. Manto de Carbonales	16
1.1.1.2.1. Esquistos y cuarcitas (4)	16
1.1.1.2.2. Mármoles (5)	16
1.1.1.3. Manto de la Plata	17
1.1.1.3.1. Micaesquistos (6)	17
1.1.2. Complejo Maláguide	17
1.1.2.1. Pizarras, areniscas, calizas y conglomerados (7)	18
1.1.2.2. Pelitas, areniscas y conglomerados rojos (8)	18
1.1.2.3. Dolomías (9)	19

1.1.3. Dorsal Bética	19
1.1.3.1. Dorsal Interna	20
1.1.3.1.1. Lutitas y areniscas rojas (10)	20
1.1.3.1.2. Dolomías (11)	20
1.1.3.1.3. Calizas masivas blancas (12)	20
1.1.3.1.4. Calizas con sílex y margocalizas (13)	21
1.1.3.1.5. Calizas nodulosas rojas (14)	21
1.1.3.1.6. Margocalizas blancas con sílex (15)	21
1.1.3.2. Dorsal Externa	21
1.1.3.2.1. Dolomías (16)	22
1.1.3.2.2. Calizas masivas blancas y estratificadas grises (17)	22
1.1.3.2.3. Calizas algo nodulosas (18)	22
1.1.3.2.4. Calizas margosas con sílex (19)	22
1.1.3.2.5. Calizas margosas blancas (20)	23
1.1.3.3. Términos Paleógenos	23
1.1.3.3.1. Margas verdosas y rojas con intercalaciones detríticas (21)	23
1.1.3.3.2. Lutitas ocres con olistolitos, conglomerados y areniscas (22)	24
1.1.4. Flysch Circumbético	24
1.1.4.1. Margas versicolores, margocalizas y calizas bioclásticas (23)	25
1.2. ZONAS EXTERNAS	26
1.2.1. Subbético Interno	26
1.2.1.1. Dolomías grises brechoides (24)	26
1.2.1.2. Calizas oolíticas masivas blancas (25)	26
1.2.1.3. Calizas grises con sílex, en ocasiones algo nudosas (26)	27
1.2.1.4. Calizas nodulosas y brechoides (27)	28
1.2.1.5. Calizas margosas, margocalizas y margas blancas (28)	29
1.2.2. Subbético Medio Meridional	30
1.2.2.1. Arcillas y margas versicolores y yeso (29)	30
1.2.2.2. Dolomías y carniolas (30)	30
1.2.2.3. "Ofitas" (31)	30
1.2.2.4. Dolomías (32)	31
1.2.2.5. Rocas volcánicas (33)	31
1.2.2.6. Calizas con sílex (34)	32
1.2.2.7. Calizas detríticas de crinoides (35)	32
1.2.2.8. Margocalizas, margas y calizas nodulosas (36)	33
1.2.2.9. Margocalizas siliceas y radiolaritas (37)	33

1.2.1.10. Calizas y calizas margosas con sílex (38)	33
1.2.3. Volcanismo del Subbético Medio Meridional	34
1.3. NEOGENO Y CUATERNARIO, DEPRESION DE GRANADA	42
1.3.1. Tortoniense	42
1.3.1.1. Areniscas calcáreas bioclásticas y brechas (39)	42
1.3.1.2. Calizas bioclásticas y corales (40)	43
1.3.2. Turoliense Superior	44
1.3.2.1. Conglomerados y arenas. "Formación Pinos -Genil" (41)	44
1.3.2.2. Limos micáceos, arenas y gravas "Limos de Cenes - Jun" (42)	45
1.3.2.3. Arcillas grises, limos y arenas (43)	46
1.3.2.4. Yesos masivos y laminados con lutitas y carbonatos (44)	46
1.3.2.5. Margas con niveles de lignito (45)	47
1.3.2.6. Calizas y margocalizas con gasterópodos (46)	47
1.3.3. Turoliense terminal - Pleistoceno	48
1.3.3.1. Margas claras y conglomerados (47)	48
1.3.3.2. Arcillas limos rojos y conglomerados (48)	49
1.3.3.3. Conglomerados y arenas. Conglomerados de la Alhambra (49)	50
1.3.3.4. Margas y calizas oncolíticas (5)	50
1.3.3.5. Calizas travertínicas (51)	51
1.3.4. Pleistoceno - Holoceno	51
1.3.4.1. Glacis. Arcillas y costras calcáreas (52)	51
1.3.4.2. Arcillas rojas, gravas y arenas. Paleosuelos (53)	51
1.3.4.3. Aluvial (54)	53
1.3.4.4. Travertinos (55)	53
1.3.4.5. Depósitos de ladera y derrubios en general (56)	53
2. TECTONICA	55
3. GEOMORFOLOGIA	57
3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA	57
3.2. SISTEMAS MORFOGENETICOS	59
3.2.1. Sistema Fluvial	60
3.2.2. Sistema de Vertientes	61
3.2.3. Sistema Kárstico	62
3.3. DINAMICA ACTUAL	63

	Páginas
4. HISTORIA GEOLOGICA	64
5. GEOLOGIA ECONOMICA	66
5.1. MINAS Y CANTERAS	66
5.2. HIDROGEOLOGIA	66
6. BIBLIOGRAFIA	68

0. INTRODUCCION

0.1. SITUACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS

Desde el punto de vista geográfico la Hoja a escala 1/50.000 nº 1009 "GRANADA", del Mapa Topográfico Nacional, se sitúa en el sector centro-oriental de Andalucía, estando limitada por las siguientes coordenadas Greenwich.

De 37º 10' 0"4", 8 a 37º 20' 0"4", 8 Latitud norte
De 3º 31' 10", 9 a 3º 51' 10", 9 Longitud oeste.

Los centros urbanos más importantes localizados en ésta área son: Granada, Santa Fé, Pinos Puente, Atarfe, Maracena y Albolote, ubicados todos ellos en los bordes de la fértil vega granadina.

La actividad económica principal es la agricultura, dominada por cultivos de regadío en la vega que constituye una de las comarcas de mayor ímpetu económico de la provincia y por olivar en sus áreas adyacentes.

El ganado vacuno es el que mayor número de cabezas cuenta en la zona, con explotaciones intensivas en el área de la vega y extensiva en los relieves colindantes fundamentalmente en las Sierras de Alfacsar y Víznar.

La industria está algo desarrollada en las poblaciones adyacentes a Granada, estando presentes los sectores alimentario, transformados agrícola y químico.

El área incluida en la Hoja de Granada es prácticamente una zona endorreica en la que el río Genil ha excavado una salida en Lachar. Desde los relieves que

la bordean, Sierra Arana, Cogollos, Alfacar y Víznar al Este, bajan suaves pendientes parcialmente erosionadas, hacia la zona centro-meridional de la Hoja, donde se ubica la planicie de la vega de Granada.

En medio de éstas formas aplanadas se levanta, más de 600 m en la vertical, la mole calcárea de Sierra Elvira, que de ésta forma se constituye en el punto de referencia obligado del sector.

0.2. ANTECEDENTES

Los datos geológicos previos sobre ésta Hoja son abundantes, de una parte por su cercanía a la Ciudad de Granada y por otra por el interés que siempre se ha prestado al área de Sierra Arana donde se localiza el contacto entre Zonas Externas y Zonas Internas de las Cordilleras, con una estructura compleja.

Los primeros datos disponibles son los que suministran BERTRAND Y KILIAN (1889), en especial referidos a localización de yacimientos fosilíferos. BLUMENTHAL (1928) describe materiales paleozoicos similares a los de la región de Málaga en las proximidades de Cogollos Vega, definiendo la "Zona de Cogollos Vega" que asimila al Bético de Málaga.

BLUMENTHAL Y FALLOT (1935) hacen un estudio monográfico muy minucioso de la Sierra Arana y muestran una cartografía muy detallada de la misma.

AGUIRRE (1957) describe fauna Villafranquense en los "Conglomerados de la Alhambra". AGUIRRE (1958) estudia nuevos yacimientos de vertebrados en el sector de Alfacar. LINARES Y MOUTERDE (1962) publican la serie liásica de Sierra Elvira con especial atención a la fauna de ammonites. AGUIRRE (1962) hace un resumen de las características de los materiales del Neógeno, basándose en dataciones con lamelibranquios. ALDAYA (1966) propone una interpretación sobre la estructura de Sierra Arana.

VERA (1966a) define en la región adyacente hacia el Oeste la Unidad de Parapanda-Hacho de Loja como unidad alóctona, y GARCIA-DUEÑAS (1966) reconoce la Unidad de Moclin equivalente a la anterior en ésta Hoja.

VERA (1966b) en su Tesis Doctoral estudia la región localizada al Oeste y define unidades paleogeográficas dentro del Subbético. GARCIA-DUEÑAS (1967b) en su Tesis Doctoral incluye gran parte de ésta Hoja y delimita las diferentes unidades paleogeográficas y tectónicas. GONZALEZ-DONOSO (1967) en su Tesis Doctoral estudia la Depresión de Granada, con especial interés en la datación con foraminíferos.

DURAND-DELGA Y FOUCault (1967) definen una nueva unidad paleogeográfica en la Cordillera que denominan "Dorsal Bética" por su semejanza a las unidades del mismo nombre del norte de África; incluyen en dicha unidad a la zona de escamas y los materiales que afloran en las ventanas tectónicas. FONTBOTE Y GARCIA -DUEÑAS (1968) publican una nota en la que establecen una clasificación de unidades en el Subbético en el sector central. GARCIA-DUEÑAS (1968) propone una nueva interpretación sobre la estructura de Sierra Arana; GARCIA-DUEÑAS (1969a) muestra la similitud entre las series

estratigráficas de Sierra Arana y de Sierra Gorda, en el Subbético Interno, y GARCIA-DUEÑAS (1969b) delimita las unidades paleogeográficas en la transversal de Granada.

VERA (1969) publica el mapa 1:50.000 de la Hoja 1008 (Montefrio) adyacente por el Oeste de ésta Hoja. DURAND-DELGA et al. (1970) resumen sus ideas sobre la "Dorsal Bética" y su papel como unidad de afinidad bética. FOUCAULT Y PAQUET (1970) aportan datos sobre Sierra Arana, con especial atención a su estructura.

GARCIA-DUEÑAS Y GONZALEZ-DONOSO et al. (1971) publican la primera edición de ésta Hoja del mapa 1:50.000, recogiendo gran parte de los datos de sus respectivas tesis doctorales. El mismo año GARCIA-DUEÑAS (1971) publica la Hoja 991 (Iznalloz) localizada inmediatamente al Norte.

GONZALEZ-DONOSO et al. (1971) hacen un estudio monográfico sobre los materiales jurásicos de las Cordilleras Béticas y utilizan datos procedentes de ésta Hoja. RIVAS (1972) estudia las series liásicas y sus faunas de ammonites, entre ellas las de Sierra Elvira.

LINARES Y RIVAS (1973) aportan datos sobre la fauna de ammonites de Sierra Elvira y la comparan con otras afines.

FOUCAULT (1976) trata sobre la parte occidental de Sierra Arana y sus alrededores; delimita una unidad comprendida entre el Subbético de Sierra Arana propiamente dicho y el Maláguide que, incluyen en la Dorsal Bética. El mismo año GARCIA-DUEÑAS Y NAVARRO (1976) publican otro trabajo sobre el mismo sector, definen la Zona de Escamas de Despeñadero-Cañamaya que coincide en gran parte con la que FOUCAULT atribuía a la Dorsal.

GARCIA-HERNANDEZ et al. (1976) realizan un estudio monográfico de los materiales liásicos y de las discontinuidades estratigráficas, con especial atención al corte de Sierra Elvira. GONZALEZ-DONOSO (1977) publica una actualización de su interpretación sobre los materiales neógenos de la Depresión de Granada. GARCIA-HERNANDEZ et al. (1977a) tratan sobre el Lias infracarxiense de Sierra Elvira y GARCIA-HERNANDEZ et al. (1979 b y c) sobre los materiales del Carxiense del mismo corte. MARTIN (1979) estudia las dolomías del Lias Inferior, con alusiones a Sierra Elvira. BRAGA et al. (1979) en una guía de excursión aportan datos actualizados sobre la serie jurásica de Sierra Elvira. LHENAFF (1979) estudia la geomorfología y la evolución del relieve en la Depresión de Granada.

GARCIA-DUEÑAS Y NAVARRO (1980) publican la Hoja 1010 (La Peza) del Mapa Geológico, escala 1:50.000 que limita con ésta por el Este. PUGA Y RUIZ CRUZ (1980) tratan sobre las rocas volcánicas y subvolcánicas del Subbético, entre ellas de las encajadas en el Lias Inferior de Sierra Elvira.

BALANYA (1982) en su Tesis de Licenciatura hace un estudio muy minucioso de la Zona de Escamas Despeñadero-Cañamaya. BRAGA (1982) estudia las faunas del Domerense de diferentes cortes, tres de ellos en Sierra Elvira. ESTEVEZ et al. (1982) ponen de manifiesto evidencias de una fase compresiva que tuvo lugar durante el Tortoniense, en el extremo nororiental de la depresión. BRAGA et al. (1985) estudian la fauna de ammonites del Lias Inferior en Sierra Arana.

Sobre aspectos paleontológicos y más concretamente de faunas de ammonites del Malm y del Berriense se encuentran descripciones de cortes de Sierra Arana, dentro de la Hoja o en sectores adyacentes hacia el Este, en los trabajos de SEQUEIROS (1974), OLORIZ (1978), SANDOVAL (1983) y TAVERA (1984).

0.3. ENCUADRE GEOLOGICO GENERAL

La Hoja de Granada (1009) se encuentra sobre el área de contacto de las Zonas Internas y Externas de la Cordillera Bética, en gran parte ocultas por los materiales neógenos de la Depresión de Granada.

Las Cordilleras Béticas representan el extremo 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 cobertura 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 éstos 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.

Circunscribiéndonos 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 Externas" aflora en amplios sectores de las zonas africana y europea, que rodean al actual mediterráneo.

Las "Zonas Externas" están representadas aquí por:

- La Zona Prebética y
- La Zona Subbética.

y las "Zonas Internas" por:

- La Zona Circumbética y
- La Zona Bética.

La distribución geográfica de éstas zonas de Norte a Sur y desde la Meseta hasta el mar serían la siguiente: Prebética, Subbética, Circumbética y Bética.

Veamos ahora muy resumidamente las características de éstas 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. Fué

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 ésta zona en tres dominios que de Norte a Sur son:

- Subbético Externo.
- Subbético Medio.
- Subbético Interno.

El Subbético Externo incluiría parte del talud que enlaza con el Prebético, un pequeño surco con depósitos turbidíticos y un umbral que separa éste surco de la parte más profunda, el Subbético Medio (Unidades Intermedias en el sentido de RUIZ ORTIZ, P.A 1980).

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 que representaría un umbral sedimentario y probablemente marcaría el límite meridional de las Zonas Externas.

La Zona Subbética es probable que depositara sobre una corteza continental adelgazada, relacionada con la placa europea. La primera alusión a ésta Zona corresponde a DOUVILLE 1906, siendo posteriormente definida también por BLUMENTHAL Y FALLOT.

La Zona Circumbética: Ya dentro de las Zonas Internas, ha recibido éste nombre porque sus materiales rodean con mayor o menor extensión a la Zona Bética, (BAENA, J. Y JEREZ, L 1982). Dentro de ésta 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 Pliensbachiano. 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 ésta 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 estructuró en varias partes situadas a uno u 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 ésta 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 ésta 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 desarrolle sobre una corteza prácticamente oceánica.

Por último, la Zona Bética, que probablemente ha evolucionado en sectores más orientales, presenta manto 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

Zonas Externas, afectó profundamente a la Zona Circumbética: gran parte de la cual fué subducida, obducida o acumulada mediante imbricaciones.

En la Zona Subbética, y debido a ésta colisión se originan cizallas de vergencia norte de éstas unidades cabalgantes, el Trías sufre una extrusión y se extiende en diversas láminas, cubriendo amplias zonas, con retazos de su cobertura, que han sufrido diversos procesos de despegue mecánico. Estos Trías y sus coberturas no identificadas, podrían considerarse como SUBBETICO indiferenciado.

Posteriormente se deposita, en el sector occidental, sobre las partes deprimidas, las silexitas y las "albarizas" o "moronitas", bien sobre el Trías y/o Cretácico Superior subbéticos, o bien sobre algunas unidades de la Zona Circumbética ya desplazadas.

Probablemente a partir del Burdigaliense superior parece que se produce una cierta elevación en la Zona Subbética, quizás como un ajuste isostático después de la colisión. Esta elevación pudo provocar un deslizamiento a un lado y otro de su eje de formaciones alóctonas desenraizadas, que se mezclaron, dando lugar a una masa de aspecto más o menos caótico (arcillas con bloques) y en la que ya están implicadas las "moronitas", que puede considerarse tecto-sedimentaria e incluso tectónica. Este último evento pudo desdibujar las estructuras existentes y dar un aspecto aún más caótico del que ya existía.

En éste contexto la Hoja de Granada se ubica en pleno contacto entre Zonas Internas y Externas, estando representadas las primeras por materiales de la Zona Bética (Alpujárride y Maláguide) y Circumbética (Complejo Dorsaliano); por su parte las Zonas Externas están presentes mediante los dominios del Subbético Interno y Medio.

Durante el Mioceno Superior se individualiza la Depresión intramontañosa de Granada, en cuyo borde nororiental se instaura una serie de aparatos fluviales que denudan los relieves de Sierra Nevada y Sierra Arana-Alfacsar-Víznar, y vierten a una cuenca marina importantes volúmenes de rocas detríticas.

La cuenca se continentaliza en el Tortoniano superior mediante un régimen esencialmente lacustre. Posteriormente, en el Mioceno terminal, la cuenca sufre los efectos de otra surrección de relieves y/o cambio climático importante con el efecto de registrarse importantes dispositivos fluviales que incidían en una zona central con régimen pantanoso o lacustre. Este dispositivo se continúa hasta el Pleistoceno Medio en el que se desarrolla una importante área subsidente al Suroeste de Sierra Elvira que es rellenada por los aportes del río Genil y demás cursos fluviales tributarios. Este régimen de subsidencia aún hoy continúa.

1. ESTRATIGRAFIA

Los materiales aflorantes en la Hoja de Granada se pueden agrupar en tres conjuntos:

- **ZONAS INTERNAS.**- Que incluirían los conjuntos Alpujárride, Maláguide y la Zona Circumbética.
- **ZONAS EXTERNAS.**- Estarían representadas por materiales asimilables a los dominios del Subbético Interno y Medio.
- **NEOGENO Y CUATERNARIO.**- Se corresponden con los sedimentos que rellenan la Depresión de Granada más los depósitos recientes que cubren indistintamente los anteriores conjuntos.

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

1.1. ZONAS INTERNAS

Como se ha mencionado anteriormente incluye afloramientos de los Complejos Alpujárride, Maláguide y Dorsaliano. Se localizan, formando complejas estructuras en el límite oriental de la Hoja, no estando presente más que los extremos de unidades que afloran más ampliamente y con sucesiones completas, en la vecina hoja de la Peza (1010).

Dado el escaso desarrollo de afloramientos metamórficos en la Hoja de Granada, no se ha creido conveniente confeccionar un capítulo de Petrología, por lo que las observaciones y determinaciones microscópicas se incluyen en el presente capítulo.

1.1.1. Complejo Alpujárride

En él se pueden distinguir afloramientos de naturaleza carbonatada, pelítica y metapelítica agrupables en tres mantos de cabalgamiento que, siguiendo la nomenclatura de NAVARRO VILA (1976), serían del inferior al superior: la Alfaguara, Carbonales y la Plata.

Las secuencias completas de éstos mantos así como sus relaciones en gran parte no son visibles en la presente Hoja, por lo que se remite al lector al trabajo antes citado, o a la vecina hoja de La Peza (1010) donde están ampliamente representados.

1.1.1.1. Manto de la Alfaguara

Es el inferior del edificio tectónico alpujárride, y a su vez el mejor representado, aflorando ampliamente en las Sierras de la Yedra, Alfacar y Víznar.

1.1.1.1.1. Filitas rojas y grises (1)

Afloran en el entorno del Cerro de las Calaveras, Los Torcales, y en la carretera que une Alfacar y Nívar. Este último en parte podría corresponder a una brecha sedimentaria de cantos filíticos muy poco revolatilizada.

La sucesión consta de unas filitas de esquistosidad muy patente de tonalidades rojas y grises fundamentalmente y en menor grado verdosas, entre las que se intercalan pasadas detríticas de tamaño arena, aunque excepcionalmente por granos de cuarzo.

En ocasiones, macroscópicamente se observa una crenulación que origina pliegues de tipo Kink y una tenue esquistosidad de plano axial.

El conjunto está suavemente metamorfizado con neoformación de micas. No se conoce con seguridad la edad de estos materiales, pero a escala de la Cordillera son atribuidos al Pérmico-Trias Inferior y Medio. Su potencia supera los 100 m.

1.1.1.1.2. Cuarcitas (2)

Al sur de los Torcales se localiza un afloramiento de cuarcitas, que aparentemente está englobado entre las filitas descritas en el apartado anterior. Destaca en el campo por sus tonos blanquecinos.

Es frecuente localizar pasadas filíticas de tonos rojizos o violeta poco potentes y discontinuas. Normalmente la cuarcita está brechificada, y no se observan características de la roca original, pero en ocasiones se puede identificar la naturaleza detrítica del conjunto, en el que los clastos y el cemento es exclusivamente silíceo.

La potencia con que se presenta es algo superior a 50 m, su edad sería también Pérmico-Trias Medio.

1.1.1.1.3. Dolomías (3)

Es el tramo más ampliamente representado del manto, constituyendo los principales relieves de la zona.

En ocasiones presenta a la base algunos cuantos metros de calcoesquists ocres y calizas grisáceas estratificadas, que parece corresponder a una serie de tránsito entre las pelitas y los carbonatos suprayacentes. Estos limos se presentan con características muy uniformes, tratándose casi exclusivamente

de unas dolomías de grano medio, de tonos grises azulados que generalmente se encuentran intensamente brechificadas. En los sectores menos tectonizados se muestran masivas y estratificadas en bancos gruesos superiores a 1 m, de espesor. Localmente, como en el collado existente entre el Pico Sierra (1582m) y Peñón de Viznar, las brechas insinúan procesos de residimentación, aunque no son constatables claramente.

Estos materiales se han datado mediante algas dasycladáceas como Trias Superior (MARTIN, 1979). La potencia que alcanzan es difícil de calcular a causa de la carencia generalizada de superficies de referencia para medirla y la intensa deformación que sufren, no obstante se estima superior a 300 m.

1.1.1.2. *Manto de Carbonales*

Solamente está representado por un afloramiento de menos de 1 Km² de extensión que se corta en el camino forestal de Puerto Lobo, en el que se detecta un metamorfismo generalizado para todos sus tramos.

1.1.1.2.1. Esquistos y cuarcitas (4)

El tramo inferior del manto está constituido por unos micaesquistos grises y plateados, que incorporan tramos cuarcíticos de 10-15 m, de potencia.

En detalle, los esquistos están formados por una alternancia de lechos cuarzosos con otros esencialmente micáceos en los que también se localizan epidota, turmalina, mena metálica y titanita. Las micas están en su variedad blanca, clorita y biotita verde.

Al microscopio se comprueba que existen varias generaciones de esquistosidad. La primera, de flujo, queda marcada por delgados lechos de cuarzo alternantes con otros de mica de igual espesor; están afectados por pliegues, de cerrados a isoclinales que originan la esquistosidad más patente (S_2), caracterizada también por una alternancia de cuarzo y mica. Por último ésta esquistosidad presenta un microplegado tipo crumpling que origina una tercera generación de esquistosidad (S_3), de crenulación, discontinua, marcada por la orientación subparalela de pajuelas de mica incolora y mena metálica. En ocasiones se presenta otra esquistosidad de crenulación, que puede considerarse la conjugada de (S_3), así como porfiroclastos residuales de un proceso de milonitización.

Estas rocas han sido afectadas por un metamorfismo regional polifásico, en el que se ha alcanzado la zona metamórfica de la clorita (grado bajo).

1.1.1.2.2. Mármoles (5)

Hacia la parte superior del tramo anterior se localizan diversos afloramientos carbonatados correspondientes a unos mármoles, generalmente bien estratifi-

cados en bancos de 40-60 cm., que se disponen indistintamente sobre los esquistos y las cuarcitas, y localmente presentan intercalaciones de micaesquistos plateados. Su potencia no excede de 30 m.

1.1.1.3. *Manto de la Plata*

Al igual que los materiales del manto de Carbonales, se localiza en las inmediaciones del camino forestal de Puerto Lobo, sobre las dolomías del manto de la Alfaguara. Está representado únicamente por unos micaesquistos marrones muy alterados en superficie. Es el manto superior del edificio Alpujárride.

1.1.1.3.1. Micaesquistos (6)

En superficie se muestran con tonos marrones (por la presencia de pátina de hierro) o en menor grado grises y muy tectonizados, posiblemente por estar situado el floramiento entre dos fracturas.

Al microscopio se comprueba que la esquistosidad más patente en campo es la segunda (S_2). (S_1) viene marcada por la presencia de una alternativa de lechos de mica incolora con biotita, grafito, distena, grante y estaurolita y otros menos potentes de cuarzo. Todos los minerales constituyen una primera paragénesis y son sincinemáticos con (S_1), excepto la distena y la estaurolita que son algo posteriores.

En una segunda etapa se pliega (S_1) con pliegues isoclinales, en cuyos planos axiales se desarrolla (S_2); en la etapa de blastesis que la acompaña, se forman biotita, fibrolita (variedad de sillimanita), plagioclasa recristalizada, cuarzo y mena metálica. La plagioclasa (oligoclasa-andesina), está formando pecíloblastos con abundantes inclusiones de grafito, los cuales marcan charnelas de pliegues (P_2).

Estos micaesquistos han sufrido un metamorfismo regional plurifacial de grado medio, en el que se han alcanzado las zonas metamórficas de la distena y la sillimanita respectivamente, para las dos principales etapas de blastesis detectadas.

1.1.2. *Complejo Maláguide*

Los afloramientos que lo componen se localizan en el valle del río Bermejo, dispuestos sobre el conjunto Alpujárride según una superficie buzante al Norte. Tal superficie puede tratarse del contacto original, o bien otro posterior producto a favor de una etapa tardía de retrocabaigamientos.

NAVARRO VILA (1976) distingue tres unidades tectónicas a lo largo del corredor existente entre Cogollos-Vega y Diezma, de las que en el área de estudio sólo afloran dos.

Los distintos elementos que las constituyen pueden aparecer en ambas unidades o en una sola, presentando en el primer caso idénticas características, por lo que se puede considerar que la secuencia original de éstos materiales es única.

1.1.2.1. Pizarras, areniscas, calizas y conglomerados (7)

En el talud del camino que va al Cortijo de Carialfaquir, se distingue una secuencia buzante fuertemente al Norte, de color general gris-verdoso, en cuya base se observa una alternancia de areniscas ricas en cuarzo y mica (grauwckas), en estratos de 20 a 40 cm, con unas pizarras de 10 a 20 cm de espesor; hacia niveles superiores predominan las pizarras y hacen su aparición niveles discontinuos, de 7-15 cm de potencia, de calizas detríticas en los que se observa laminaciones paralelas y cruzadas ("calizas alabeadas"). El corte finaliza con un tramo de pizarras, grauwackas y calizas detríticas en el que se intercalan esporádicos y delgados niveles de conglomerados. El corte presenta una potencia cercana a 100 m, y representa sólo la parte media-superior del tramo; el resto se encuentra muy meteorizado y por lo observable, mantiene grandes similitudes con lo ya descrito. En la hoja de la Peza alcanzan los 350 m. de potencia.

Bajo el Cortijo de Carialfaquir se localizan unos conglomerados, que presumiblemente pertenecieron a éste tramo, compuestos por unos cantos metamórficos de angulosos a redondeados de cuarcitas, gneis y esquistos.

La matriz es escasa y de naturaleza pelítica, habiendo sufrido un metamorfismo de grado muy bajo que se manifiesta en una esquistosidad incipiente y en la formación de cuarzo, sericitita y clorita, con orientación subparalela.

La edad del tramo estaría comprendida entre el Silúrico y Carbonífero, puesta de manifiesto por determinaciones paleontológicas efectuadas en diversos afloramientos de la Cordillera.

1.1.2.2. Pelitas, areniscas y conglomerados rojos (8)

Se localizan en concordancia sobre el tramo anterior. Como su título indica se trata de un tramo de color rojo, que lo hace fácilmente identificable en campo, compuesto por unas pelitas, areniscas y en menor grado conglomerados. Los elementos clásticos son, en su mayor parte, cuarzos poco redondeados, existiendo además en las areniscas una importante fracción de micas y mena metálica. La matriz de éstas últimas, compuesta por pelitas y elementos detríticos finos, muestra una ligera recristalización en condiciones de metamorfismo regional de grado muy bajo, que ha originado sericitita, cuarzo y clorita con orientación subparalela.

El tramo adquiere potencias inferiores del orden de 150 m. en las zonas más favorables. Tradicionalmente ha sido asignado al Pérmico-Trias Medio,

pero dataciones recientes realizadas mediante polen (MAKEL, 1985), indican una edad Trias Medio; no obstante, se mantiene la primera edad ya que no se conoce con certeza, si las determinaciones polínicas afectan a todo el tramo, o si por el contrario se han efectuado sobre uno o varios niveles fértiles muy localizados en la serie, y por tanto poco representativos a escala global.

1.1.2.3. Dolomías (9)

Culminando la secuencia se encuentra un paquete de unos 20 m. de potencia de unas dolomías de estratificación gruesa, en ocasiones oquerosas y de tonos amarillentos a grises.

Por su similitud litológica con otras secuencias datadas, se pueden asimilar al Trias Superior.

1.1.3. Dorsal Bética

Los afloramientos atribuidos a éste dominio, se ubican ampliamente en la Sierra de Cogollos y en ventanas tectónicas bajo materiales alpujárrides en la Sierra de Alfacar.

Sobre ellos se han realizado múltiples trabajos con resultados dispares, condicionados en gran medida por la complejidad tectónica y el grado de desorganización que presentan. Inicialmente se consideró que las series podían pertenecer al Subbético Interno (GARCIA-DUEÑAS 1967 b), o corresponder a las coberturas mesozoicas maláguides (ALDAYA 1966), pero en 1967 DURAND-DELGA Y FOCAULT en ésta área, definen la "Dorsal Bética" en semejanza con la "Dorsal Rifeña" existente en el Norte de Marruecos que correspondería a un nuevo dominio paleogeográfico, el más externo, de las Zonas Internas. Esta interpretación, con algunas matizaciones según diferentes autores, es la más aceptada actualmente y la que se ha seguido en la presente Hoja.

Con las ventanas tectónicas de Alfacar ha ocurrido algo similar y aquí también se asimilan a la Dorsal Bética. En la anterior edición de la Hoja, se extendía la consideración de paraautóctono en dichas ventanas a unas calizas y a unas dolomías que se presentarían a su base. En la cartografía efectuada, se ha comprobado que gran parte de tales dolomías se disponen, cabalgando sobre calizas, por lo que se consideran alpujárrides. No obstante cabría la posibilidad de que algún afloramiento dolomítico, separado actualmente de las calizas por fracturas, corresponda en realidad a su base.

En la Sierra de Cogollos afloran series asimilables a las sucesiones de Despeñadero y Cañamaya, definidas por GARCIA-DUEÑAS Y NAVARRO-VILA en 1976, asimilables a la Dorsal Interna y Externa respectivamente.

A causa del grado de desorganización que presenta el conjunto en la Hoja (excepcionalmente llega a reconocerse más de dos pisos en sucesión normal), las series se han recomposto, siguiendo cortes más completos ubicados en la

hoja de La Peza (1010) y recogidos en su memoria y en el detallado trabajo de BALANYA, J.C. (1982).

1.1.3.1. *Dorsal Interna*

Ocupa una posición superior en el actual edificio tectónico, localizándose sus principales afloramientos en el Peñón de la Mata e inmediaciones de Cogollos Vega.

1.1.3.1.1. Lutitas y areniscas rojas (10)

Se ubican en la vertiente sur del Peñón de la Mata, inmediaciones de la cota 1285- 1,5 Km al SO. del mismo- en dos pequeños afloramientos entre éste último y Cogollos Vega, y por último 500 m. al NO. del Peñón de la Mata en un afloramiento incartografiable.

En todos se trata de una alternancia de areniscas y lutitas rojas que con frecuencia presentan hacia techo unas carniolas ocres. Las facies son idénticas al Permotriás Maláguide, lo que prueba la proximidad paleogeográfica de este dominio con la Dorsal.

Aflora con potencia escasa (inferior a 20 m.). El tramo se ha asignado a un Triás Medio en función de las determinaciones palinológicas efectuadas por MAKEL (1985) en materiales Maláguides.

1.1.3.1.2. Dolomías (11)

Afloran en las partes bajas del Peñón de la Mata en facies idénticas a las dolomías del Lias Inferior Subbético. Presentan un color grisáceo y normalmente están brechificadas y presentan un tamaño de grano medio a grande. Ocasionalmente muestran una estratificación muy grosera en bancos de espesor cercano al metro.

Su potencia varía ostensiblemente por causas tectónicas, habiéndose detectado potencias del orden de 80 m. al NE, del Peñón de la Mata.

1.1.3.1.3. Calizas masivas blancas (12)

Es el tramo mejor representado y más extendido de la Dorsal Interna. Se presenta con facies oolíticas, micrítica con fenestras, e incluso con laminaciones posiblemente algales, lo que indica que se formaron en una plataforma carbonatada cuya profundidad hacia sensible la acción de las mareas y donde se producían puntuales emersiones. Tal ambiente se desarrolló ampliamente en el Lias Inferior y Medio en todas las zonas Externas.

La potencia no sobrepasa los 200 m. en la Sierra de Cogollos y tiene 250 m. en la ventana de Alfacar.

1.1.3.1.4. Calizas con sílex y margocalizas (13)

En contacto normal sobre el tramo anterior se localizan pequeños y desperdigados afloramientos de unas calizas y margocalizas grises bien estratificadas, en lechos de 10-20 cm. de espesor, con nódulos de sílex de color negro generalmente elongados según la estratificación. En un afloramiento localizado en el collado existente 1 Km al Este del Peñón de la Mata, a niveles superiores, se ven coronados por unas calizas micríticas de aspecto noduloso.

El tramo con sílex ha suministrado en la vecina hoja de La Peza (1010), ammonoides del Domeriense y las calizas nodulosas del Toarcieno. Su potencia es muy reducida, en torno a los 10 m.

1.1.3.1.5. Calizas nodulosas rojas (14)

A unos 750 m. al E.-NE. de Cogollos Vega se localiza un pequeño afloramiento de calizas nodulosas, de matriz margosa roja y textura fluida, en los que se suelen observar nódulos de sílex también rojo.

Son abundantes los restos de *Apptychus* y la microfauna permite datar un Titónico superior-Berriasiense, en base a su asociación de tintínidos (BALANYA, 1982). Su potencia apenas si supera los 10 m.

1.1.3.1.6. Margocalizas blancas con sílex (15)

Se localizan a continuación del tramo anterior y algo más extensamente al E., en las inmediaciones de la cota 1265.

Su litología es muy similar a la presente en el Cretácico del Subbético Interno y consta de unas margocalizas y calizas margosas blanquecinas (gris azulado en corte fresco), en las que se desarrollan nódulos de sílex negro y pequeñas concreciones limoníticas.

La potencia que alcanza no debe superar los 20 m. Se han localizado restos de ammonoides muy mal conservados e indetectables, sin embargo BALANYA, (1982), cita *Ptycophylloceras*, *Neocomites s p.* *Lamellaptychus* que permiten datar un Berriasiense.

1.1.3.2. *Dorsal Externa*

Se localiza bajo los afloramientos de la Dorsal Interna, formando dos escamas principales, separadas por materiales paleógenos.

1.1.3.2.1. Dolomías (16)

Este tramo es uno de los característicos de la Dorsal y sirvió como base para diferenciarla del Subbético.

Se tratan de unas dolomías grises-oscuras brechificadas, que intercalan niveles margosos poco potentes. La parte inferior del tramo consiste en una alternancia decimétrica de dolomías oscuras, en ocasiones calizas, con margas o arcillas de tonos marrones, en los que se ha datado un Rhetiense (BLUMENTAL Y FALLOT, 1935; DURAN-DELGA y FOUCAULT, 1967).

Alcanza una potencia del orden de 100 m. Su edad sería Trias Superior (Rhetiense)-Lias Inferior (Hettangiense).

1.1.3.2.2. Calizas masivas blancas y estratificadas (17)

Mediante un contacto progresivo las dolomías dan paso a unas calizas blancas de estratificación grosera, en bancos del orden de 1 m. de espesor y de facies micríticas y oolíticas, entre las que se intercalan pasadas de orden métrico de unas calizas de tonos gris-crema y textura micrítica, que en ocasiones toman aspecto nodular y/o brechoide, dispuestas en estratos de 10-20 cm.

Las calizas blancas deben de corresponder a depósitos de plataforma somera, mientras que la gris-crema debieron depositarse en eventuales períodos de pelagización de la misma.

Su potencia no excede de 60 m. y su edad deducida a partir de su posición en la serie estratigráfica, debe ser Hettanquienense (Lias Inferior).

1.1.3.2.3. Calizas algo nodulosas (18)

Es el tramo más característico de la Dorsal Externa. El único afloramiento de éste término localizado en la Hoja de Granada, se ubica a unos 200 m. al E. del Instituto de Enseñanza Media de Cogollos Vega, en continuidad estratigráfica con las calizas infrayacentes. En él se observan unas calizas margosas de tonos gris-claros con cierta tendencia nodulosa, dispuestas en estratos de 10-20 cm. con intercapas de naturaleza margosa.

En la vecina hoja de La Peza (1010) DURAN-DELGA Y FOUCAULT (1967), Y GARCIA-DUEÑAS Y NAVARRO-VILA (1980), sobre materiales similares, describen fauna del Sinemuriense (Arnioceras). Su potencia no excede de 15 m.

1.1.3.2.4. Calizas margosas con silex (19)

Sólo se han encontrado dos afloramientos de reducidas dimensiones al Sureste del Instituto de Enseñanza Media de Cogollos-Vega.

Se tratan de unas calizas algo margosas, en ocasiones silicificadas y de tonos grises-azulados, que se disponen en estratos bien definidos de 20-30 cm. de espesor, en los que se localizan niveles discontinuos de silex negro.

La fauna recogida hasta el momento, recopilada en el trabajo de BALANYA, 1982, permite datar el tramo como Domeriense-Toaciense inferior. Su potencia es cercana a 20 m.

1.1.3.2.5. Calizas margosas blancas (20)

Se ha localizado un sólo afloramiento, 300 m, al Oeste de la cota 1451 (Oeste del Peñón de la Mata), separado de los materiales que le rodean (jurásicos y terciarios), por contactos mecánicos.

Su litología consiste en unas calizas margosas y margocalizas blancas, con esporádicos niveles rojizos, sólo observable en cantos, ya que el afloramiento se encuentra muy degradado.

Levigados efectuados en éste afloramiento y en otros similares ubicados en la Hoja de La Peza, indican una fauna escasa y poco representativa, con formas que podrían indicar un Senoniense e incluso la base del Paleoceno (BALANYA, 1982). Su potencia es de difícil cálculo a causa de la mala calidad del afloramiento, pero no debe superar en mucho la decena de metros.

1.1.3.3. Términos Paleógenos

Durante la ejecución de la cartografía, no se han encontrado rasgos característicos y definitorios que permitan una diferenciación entre los términos paleógenos que recubren la Dorsal Interna y Externa respectivamente, por lo que se ha efectuado un tratamiento conjunto para la totalidad de los afloramientos.

A grandes rasgos, se puede indicar que entre el Paleoceno y el Eoceno Medio se desarrolla una sedimentación pelágico-turbidítica, que contrasta con una importante vertida de elementos detriticos, acaecida en el Eoceno Superior, y con las turbiditas arenomícáceas que se desarrollan en el Oligoceno y Mioceno Inferior (Aquitaniense).

1.1.3.3.1. Margas verdosas y rojas con intercalaciones detriticas (21)

Se desarrollan ampliamente al Noreste del Peñón de la Mata, donde constituye el autóctono relativo da la Dorsal Externa, y en afloramientos incartografiados, al Noreste de Cogollos Vega en discordancia sobre el Cretácico Inferior de la Dorsal Interna.

Se trata de unas margas y arcillas de tonos rojizos, verdosos e incluso ocres, en ocasiones algo escamosas, que incorporan muy espaciadamente

niveles arenosos (turbidíticos) de 30-60 cm. de espesor, cuyos cantos son esencialmente de naturaleza cuarzosa. A veces se observa en cantos sueltos de areniscas, laminaciones paralelas y se insinúan estratificaciones cruzadas de bajo ángulo.

Los levigados efectuados indican una edad para el conjunto Paleoceno-Eoceno Medio, viniendo definidos ambos por las siguientes asociaciones faunísticas: *Globorotalia pseudomenardii* BOLLI, *Globorotalia bullbrookii* BOLLI Y *Globorotalia cerroazulensis frontosa* SUBBOTINA respectivamente.

Su potencia aflorante es variable por causas tectónicas, oscilando entre 2 y 100 m.

1.1.3.3.2. Lutitas ocres con olistolitos, conglomerados y areniscas (22)

Se ubican sobre el conjunto anterior mediante un contacto discordante en contados casos, o más comúnmente mediante una superficie mecánica, o bien en discordancia sobre elementos mesozoicos.

Los términos inferiores corresponden a unos conglomerados heterométricos, de cantos normalmente redondeados, embalados en una matriz lutítica de color ocre. Al noreste del Peñón de la Mata se localizan varios afloramientos carbonatados jurásicos, de orden decamétrico, aparentemente englobados en éstos materiales, que se han interpretado como olistolitos. En sus inmediaciones también se observa entre la masa conglomerática, varios niveles de 30-40 cm. de espesor de calizas bioclásticas muy ricas en nummulítidos.

Hacia el techo el tamaño de los cantos se reduce y comienza una alternancia de lutitas ocres con areniscas arenoso-micáceas. Posiblemente de origen turbidítico. A pesar de ser el elemento mejor representado, es de difícil estudio por la gran degradación que presentan sus afloramientos.

Solo se han podido datar los términos superiores del tramo, en los que se encuentra la siguiente asociación característica del Oligoceno: *Globigerianasellii* BORSETTI, *Globotrinita dissimilis dissimilis* CUSHAMAN Y BERMUDEZ Y *Globorotalia siakensis*, LE ROY, GARCIA-DUEÑAS, NAVARRO-VILA (1980) en la vecina Hoja de la Peza (1010), encontraron fauna que podría indicar un Mioceno Inferior (Aquitaniense).

Por posición estratigráfica se puede asignar un Eoceno Superior al conjunto conglomerático de base.

1.1.4. Flysch Circumbético

Comprende un conjunto de materiales cuya edad abarca desde el Maastrichtiense inferior al Mioceno Medio. Este se sitúa generalmente en posición alloctona, indistintamente sobre términos del Subbético Interno o Subbético Medio (en éste último caso en la Hoja de Montefrío (1025)).

1.1.4.1. Margas versicolores, margocalizas y calizas bioclásticas (23)

Bajo éste epígrafe se recojen todos los materiales que han sido agrupados en el Flysch Circumbético. Aunque el intervalo de tiempo que abarcan es grande (Cretácico Superior-Mioceno Medio), la homogeneidad litológica y complejidad de los afloramientos, junto con las pésimas condiciones de observación, no permiten hacer diferenciaciones fiables en la cartografía. Como veremos más adelante, éstos materiales han sufrido una importante traslación desde áreas más meridionales, lo que sin duda ha contribuido a inferirle el aspecto caótico y la complejidad en su exposición.

Litológicamente dominan durante el Cretácico Superior-Mioceno Inferior los materiales margosos de varias tonalidades, que van de verdes, grises y rojas a marrones oscuras, en ocasiones con intercalaciones de calizas (calcarenitas) con nuanulítidos y granos de cuarzo muy redondeado, y niveles de areniscas amarillentas silíceas sin matriz ni cemento alguno, de naturaleza carbonatada, donde el elemento que más resalta a simple vista es el cuarzo transparente muy redondeado. También hay trozos dispersos de calizas de microcodium.

El Mioceno Medio se presenta en facies de margocalizas laminadas, donde son frecuentes las intercalaciones de margas verdes-grises de aspecto terroso.

En la mayoría de las ocasiones, los elementos componentes antes descritos, aparecen de forma dispersa en los afloramientos de margas versicolores y oscuras. Es de destacar también el hecho de la aparición de ciertos enclaves de calizas del Lías en el seno de éstos afloramientos, cuyo enraizamiento en profundidad es muy difícil de establecer, y que muestran todas las evidencias de ser bloques aislados e incorporados en esa masa margoso-arcillosa que domina en el entorno.

Es posible que el Mioceno Medio se haya incorporado al conjunto Cretácico Superior-Mioceno Inferior durante la traslación tectónica de éste último. Traslación que ha debido producirse desde áreas más meridionales que el Subbético Interno en Sierra Gorda en la Hoja de Loja (1025), donde se encuentra en sucesión normal el Cretácico Inferior con el Cretácico Superior-Paleógeno en facies de capas rojas; facies propias de la sedimentación en el ámbito de la Zona Subbética.

La "patria" de éstos flysch alóctonos debe situarse en un contexto paleogeográfico diferente al de la Zona Subbética. En una posición meridional respecto a ésta y de afinidad a la Zona Circumbética, dada la influencia que las Zonas Internas ejercieron durante la sedimentación sobre éstos materiales (presencia de areniscas compuestas mayoritariamente por cuarzo).

Los estudios micropaleontológicos han caracterizado entre el Cretácico Superior y Mioceno Inferior los siguientes pisos:

- Maestrichtiense inferior: *Globotruncanella petaloidea* (GANDOLFI), *Gobotruncanella pschadæ* (KELLER) *Globotruncana linneiana* (D' ORBIGNY).
- El Eoceno Inferior por la asociación de *Globorotalia soldadoensis* (BRONNNIMANN) y *Globorotalia bullkrooki* (BOLLI).

- El Eoceno Medio por la asociación de *Globorotalia bullbrookii* (BOLLI), *Globorotalia aragonensis* NUTTALL Y *Hantkemna liebusi* SHOHINA.
- El Oligoceno Superior por *Globigerina angulisuturalis* BOLLI.
- El Mioceno Inferior por la asociación de *Globoquadrina Aehisceus* (CHAPMAN, PARR, Y COLLINS), *Globigerinita dissimilis ciperoensis* (BLOW Y BANNER) Y *Globigerinoides trilobus* (REUSS).
- El Mioceno Medio por la asociación de *Orbulina universa* (D' ORBIGNY), *Orbulina suturalis* BRONNIMANN Y *Globorotalia siakensis* LE ROY.

1.2. ZONAS EXTERNAS

1.2.1. Subbético Interno

Esta unidad aparece representada en dos sectores de la Hoja de Granada. De un lado en Sierra Arana, allí donde fue definida por GARCIA-DUEÑAS (1966) y de otro en Moclín y Pedrizaguilla, donde también éste autor la dió a conocer el mismo año.

Esquemáticamente se puede caracterizar ésta unidad, por presentar una potente serie calizo-dolomítica basal del Lias Inferior y Medio, con facies de plataforma, sobre la que se superponen términos del Jurásico Medio y Superior con facies de umbral.

1.2.1.1. Dolomías grises brechoideas (24)

Se trata de una serie dolomítica de potencia difícil de establecer, ya que no se observa su base. Se presentan localmente con un marcado carácter brechoide, en ocasiones con el aspecto de una verdadera kakirita (canteras al NO. de Olivares). Intercalan de forma frecuente niveles margosos claros de aspecto terroso, bien visibles en las proximidades de Moclín, en la vecina Hoja de Iznalloz.

1.2.1.2. Calizas oolíticas masivas blancas (25)

Aparecen generalmente limitadas tectónicamente de las dolomías basales, salvo en el sector del Peñón del Cuchillo y de Peñón Grande, al N. de Sierra Arana, donde se puede observar su tránsito con cierta nitidez.

En su conjunto dominan ampliamente las calizas masivas blancas con oolitos y oncolitos, localmente con un marcado carácter brechoide y cierto contenido en silex clástico. Cuando ésto ocurre, los bancos de calizas brechoideas presentan estructuras fluidales, que parecen indicar removilizaciones

y desorganizaciones de sus componentes a favor de una pendiente durante la sedimentación.

Allí donde se puede observar una sucesión más o menos completa de éstas calizas (vertiente meridional del Cerro de los Conejos, en Sierra Arana), se han podido caracterizar con cierto detalle las microfacies del Lías Inferior y Lías Medio.

En el Lías Inferior el predominio de microfacies corresponde a calizas de tipo *Graintone / Rudstone* con abundantes oolitos, granos revestidos, lumps (agregados de granos), intraclastos, oncolitos y bioclastos (fragmentos de algas, lamelibranquios, foraminíferos bentónicos, etc) facies típicas de *shoals*.

Otro tipo litológico sería una micrita o biomicrita con peloïdes, foraminíferos bentónicos, algas, gasterópodos, etc., con frecuentes evidencias de emersión (birdseyes), que correspondería a facies de *Lagoon*.

La transición entre las facies mencionadas (*Shoals* y *Lagoon*), vendría definida por la presencia de *packstones* con abundantes oncolitos de gran tamaño.

El contexto paleogeográfico inferido, sería una gran plataforma carbonatada con desarrollo de áreas del "lagoon" muy someras, incluso emergidas, que quedarían limitadas por los shoals de las áreas de talud. Paleografía semejante a la deducida en el borde Norte de Sierra Gorda, en la Hoja 1025 (Loja).

En el Lías Medio (Carixiense) aparecen como más representativas las facies de calizas de crinoides. Se trata de *grainstones* bioclásticas con abundantes restos de crinoideos y otros bioclastos (lamelibranquios, pequeños foraminíferos bentónicos, etc), generalmente muy micritizados, que formaban *sand waves* en el seno de una extensa plataforma carbonatada dominada por la acción de mareas.

Los crinoides presentan cementos diagenéticos de tipo syntaxial. También es frecuente la presencia de éstas facies, de pequeños romboedros de dolomita producidos por fenómenos de exsolución a partir de calcita con alto contenido en magnesio, que constituía originalmente el esqueleto calcáreo de los crinoides.

1.2.1.3. *Calizas grises con sílex, en ocasiones algo nodulosas (26)*

En el anticlinal del Cerro de los Conejos, en Sierra Arana, se puede observar como las calizas blancas (25) dan paso, en sucesión normal, a las calizas con sílex, que ahora se describen. El contacto de unas y otras en detalle, muestra una superficie erosiva ondulada sobre la cual, se superponen unos 60 cm. de brechas de calizas blancas de desigual desarrollo a lo largo del contacto.

En su afloramiento situado a 2 Km. al NO. de Zujaira, el tránsito de las calizas blancas con crinoides y sílex clástico (25), a las calizas con sílex, se efectúa mediante unas superficies que parecen indicar interrupción sedimentaria, sin llegar a formar un *hard ground* como tal.

En el resto de los afloramientos de éstas calizas con sílex, los límites con los términos infrayacentes están controlados por fracturas.

En conjunto ésta serie puede superar fácilmente los 100 m. de potencia y las variaciones tanto en el contenido y morfología del silex, como en el espesor y naturaleza de los estratos, se producen de forma rápida, tanto lateral como verticalmente. Estas variaciones laterales se pueden constatar bien en el anticlinal del Cerro de los Conejos. En este punto, el flanco norte de dicho anticlinal presenta una sucesión de calizas grises en bancos de 30 a 50 cm., en las que el silex se presenta bien estratificado y donde se incorporan de forma frecuente, brechas de calizas de crinoides. En el flanco sur, las calizas pasan a tener un carácter más margoso y noduloso, los bancos han reducido su potencia en torno a los 10 cm., y el silex se presenta en forma de nódulos dispersos en los estratos.

En otros puntos, al NO. de Zujaira, el silex estratiforme va asociado a calizas grises finamente laminadas, con intercalaciones de niveles claramente nodulosos. A medida que se asciende en la serie, las calizas van incorporando más niveles margosos y van perdiendo los niveles nodulosos.

El afloramiento de éstas calizas en la Sierra de Moclin, ya descrito por GARCIA-DUEÑAS (1967), muestra una sucesión similar a las ya descritas, con las típicas variaciones en espesor y contenido de silex en los estratos. Parte de ésta serie ha sido datada como Domeriense medio, por la presencia de Arieticeras (GONZALEZ-DONOSO et al, 1971).

En Sierra Arana, Cerro de los Conejos, el techo de éstas calizas ha suministrado *cadomites psilacanthus* WERMBTER, que permite situarnos en un Bajociense superior, por lo tanto, la edad del conjunto, sería Lias Superior-Bajociense, aunque posiblemente no se encuentra la serie completa en ninguno de los afloramientos estudiados.

1.2.1.4. *Calizas nodulosas y brechoides* (27)

En la serie del Cerro de los Conejos, en Sierra Arana, las calizas con silex (26) antes descritas, evolucionan en la vertical de forma aparentemente hacia arriba, donde aparecen niveles centimétricos más margosos y nodulosos, el color varía de beige-gris a la base, a irregularmente rojizo. Existe un banco del Bathoniense medio (SANDOVAL, 1983), próximo al metro, jalónado por una superficie de omisión, y seguido de una caliza nodulosa roja del Bathoniense superior (SANDOVAL 1983).

No aparecen materiales callovienses. Sobre el banco del Bathoniense superior, existe un *hard-ground* muy desarrollado al que sigue medio metro de margas rojizo-verdosas del Oxfordiense. La serie del resto del Jurásico (Kimmeridgiense y Tithónico), está representada sólo por varios metros de caliza nodulosa roja muy bien estratificada (estratos en torno a los 30 cm.), a cuyo techo existen numerosas bandas de silex rojo así como intercalaciones de margas rojas, que constituyen un nivel guía muy característico, que precede a las margas y margocalizas del Cretácico Inferior.

El Jurásico Medio (desde el Bajociense inferior) y Superior de éste sector,

corresponde a una serie condensada de "Ammonítico rosso" calizo, con lagunas estratigráficas generalizadas a nivel del Calloviano e incluso parte del Oxfordiano, depositada en un área pelágica de umbral a talud superior. Hacia el final del Jurásico se pasan a condiciones propias de cuenca.

En la Sierra de Moclín éstas calizas nodulosas rojas aparecen bien representadas al E. del Morrón de Catena; presentan igual aspecto de campo que las anteriormente descritas, si bien no se tienen datos paleontológicos que nos permitan hacer precisiones cronoestratigráficas. Su correlación con las de Sierra Arana es inmediata, ya no sólo por sus litofacies, si no por su posición estratigráfica, ya que los términos del Cretácico Inferior reposan concordantemente encima de ellas.

En sectores más meridionales a la Sierra de Moclín, a 1 Km al NO. de Pedrizaguilla aparecen unas calizas margoso-brechoides, con estructuras noduloso fluidales entre sus componentes, en ocasiones tan desorganizados que se trataría de auténticas brechas. A nuestro juicio se podría tratar de las calizas grises tipo "falsas brechas". La presencia de *Aulacosphinctoides* nos permitiría situarnos en un Kimmeridgiense superior o Tithónico inferior (GARCIA-DUEÑAS 1971).

En coincidencia también con el citado autor pensamos que el Malm en éste sector es un término de acuñamiento lateral relativamente rápido, que puede o no aparecer en la serie. El hecho de encontrar algo más al Sur, en aparente continuidad estratigráfica, las calizas con sílex del Dogger con el Cretácico Inferior apoya lo anteriormente dicho.

1.2.1.5. *Calizas margosas, margocalizas y margas blancas* (28)

En sucesión normal, bien con las caliza nodulosas rojas (27), bien con las calizas con sílex (20), aparecen los términos del Cretácico Inferior. Se trata de unas margocalizas y margas claras, que en el sector de Sierra Arana adquieren un carácter más calcáreo, dominando las calizas margosas y margocalizas blancas con nódulos de sílex negro.

En general éste término se presenta bien estratificado en bancos de 10-15 cm. La abundancia de fósiles en algunos sectores es un hecho a destacar y constituye una asociación que caracteriza el Neocomiense.

En otros puntos (sector Olivares-El Berbe Bajo), el Cretácico Inferior se presenta con facies margosas. Se trata de unas margas rojas, verdes y grises azoicas en cuanto a la macrofauna, que dan al afloramiento un aspecto versicolor. Estos mismos materiales en el vecina Hoja de Montefrío (1008), han suministrado fauna desde el Hauteriviano al Cenomaniano, éste último ya en el Cretácico Superior.

1.2.2. Subbético Medio Meridional

Sus materiales se localizan en el centro de la Hoja, en Sierra Elvira, totalmente rodeado por materiales de la Depresión de Granada, que impiden observar su relación con el resto de las series subbéticas.

1.2.2.1. Arcillas y margas versicolores y yeso (29)

Se localizan en una extrusión diapírica que domina el sector central del afloramiento. Se compone de unas margas y arcillas versicolores (rojas, verdes y en menor grado violetas y ocres), que intercalan niveles de areniscas y masas de yeso, en ocasiones detritico. Constituyen las típicas facies Keuper del Triás gemanó-andaluz.

1.2.2.2. Dolomías y carniolas (30)

Por lo general, las partes más elevadas del Triás (Keuper), están protegidas de la erosión por un recubrimiento carbonatado de apenas una decena de metros de naturaleza dolomítica o carniolar. Las dolomías son oscuras, generalmente bien estratificadas compactas, y se presentan atravesadas por numerosos filoncillos de calcita blanca. Por su parte las carniolas se presentan con sus típicos tonos ocres-amarillentos y aspecto masivo.

En comparación con otros afloramientos con fauna, se pueden atribuir al Triás.

1.2.2.3. "Ofitas" (31)

Incluidas entre las arcillas y margas versicolores triásicas se han localizado varias intrusiones de rocas ígneas. Se tratan de unas doleritas de textura porfídica a intergranular, formada por fenocristales de plagioclasa, olivino y una matriz de plagioclasa, olivino, piroxenos, mena metálica y cuarzo.

A pesar de no tratarse de una ofita, se le ha mantenido el nombre, ya que éste último es de gran raigambre en la literatura de las Cordilleras Béticas.

Localmente se pueden observar unos agregados de minerales de tonos blancos, que en microscopio se comprueba que se tratan de concentraciones de carbonatos y prehnita, junto a actinolita y/o pumpellita. Las condiciones de formación de estos minerales se verifican en un metamorfismo regional de muy bajo grado.

La composición química de la roca ígnea indica que se trata de una andesita basáltica.

1.2.2.4. Dolomías (32)

Localmente sobre las margas y arcillas triásicas, se localizan unas dolomías grisáceas pobemente estratificadas, que afloran con mucha mayor amplitud en el sector septentrional de la sierra.

Su tónica general es mostrarse brechificadas, pero en determinados sectores como en el Este de Pinos Puente, se presentan en estratos de 40-60 cm., con laminaciones posiblemente debidas a acumulaciones algales.

La dolomitización que presenta el tramo es de tipo singenético tardío (MARTIN 1980) y llegan a afectar al tramo de calizas con sílex suprayacente. Por contra, en determinados lugares, como en la ladera oriental del Cerro de la Ermita de los Tres Juanes, bajo las calizas con sílex aparecen unos cuantos metros de unas calizas micríticas y oolíticas masivas de tonos blancos.

La edad del conjunto no está determinada por carecer de fauna, pero debe corresponder a un Lías Inferior en consonancia con la mayoría de las bases de las secuencias de la Zona Subbética. Su potencia se estima superior a 200 m.

1.2.2.5. Rocas Volcánicas (33)

En las inmediaciones de Pinos Puente, entre las dolomías, se intercalan un conjunto de coladas volcánicas que debieron producirse en un medio subacuoso a tenor de las estructuras almohadilladas que presentan (*pillow-lavas*).

La colada más baja presenta una base (= 10 m de potencia), compuesta por un basalto de abundantes vacuolas llenas por carbonato, textura intersectal a intergranular y estructura en *pillow-lavas*, que alterna con esporádicos niveles bréchicos calcáreos. Sobre ellos se ubican unas *pillow-lavas* de grandes dimensiones (diámetro próximo a 60 cm.), de textura versicular patente y fisuras llenas por cuarcina (variedad de calcedonia). A continuación se localiza un nivel de 1 m., de espesor de una brecha basáltica con cemento de caliza micrítica y culmina con niveles de hialoclastitas (acumulaciones de clastos pequeños de vidrio volcánico) cementadas, intercaladas entre las dolomías.

Las demás coladas afloran en pésimas condiciones. Tan sólo se puede indicar por observaciones de campo, que siguen manteniendo el carácter efusivo submarino. Al microscopio se muestran también muy alteradas, pero se ha podido reconocer la existencia de una fase de blastesis tardía de esmectita-clorita que indica la existencia de un metamorfismo regional de grado muy bajo en facies de zeolitas.

Este es el primer afloramiento no Triásico, que presenta indicios de metamorfismo en el ámbito de las Zonas Externas.

Los análisis químicos efectuados permiten clasificar éstas rocas como basamitas, para el caso de la colada inferior, y como basaltos toleíticos para las coladas más altas.

1.2.2.6. Calizas con sílex (34)

Se localizan generalmente a continuación de las dolomías, aunque puntualmente entre ambas pueden aparecer algunos metros de calizas blancas.

En los cortes que ofrece el borde suroriental de la sierra, presentan una potencia cercana a 80 m. Están muy bien estratificadas en bancos de 40 a 60 cm. y presentan un color gris oscuro así como abundantes nódulos y lechos de sílex negro interestratificados. La microfacies más frecuente es la de biomicrita peletoidal con abundantes restos de organismos originalmente de composición silícea, como son radiolarios y espícululas de espongiarios.

Se podrían clasificar como *packstone*.

Estas facies son de ambiente pelágico y vienen a corroborar el hecho de que la plataforma carbonatada del Lias Inferior y Medio no era tan continua como se supuso al principio, hecho que también se ha puesto de manifiesto en las vecinas hojas de Montefrío (1008) y Loja (1025).

Las partes superiores del tramo presentan pasadas de calizas de lamelibranquios. Se interpreta que las pasadas más detriticas corresponden a lechos de tormenta.

La edad del conjunto sería Sinemuriense en base al hallazgo de un ejemplar de *Arieticeras* (BRAGA et al. 1979).

1.2.2.7. Calizas detriticas de crinoides (35)

Se sitúa inmediatamente por encima del tramo anterior y dá un típico resalte bien reconocido en campo. Corresponde a un *grainstone* de abundantes restos de crinoides (artejas y placas) y pequeños bioclastos micritizados (MARTIN et al 1981), de cemento sintaxial.

En ellas abundan las estructuras primarias de ordenamiento interno, de las que predominan hacia la base estratificaciones cruzadas planares, producidas por la migración de megaripples (sand-waves) de crestas rectas, accionados posiblemente por la acción de corrientes de marea. La dirección dominante es la N150E (DABRIO Y POLO int. lit). A techo aparecen estratificaciones cruzadas en surcos, producidas por oleaje de dirección NE-SO. y laminación paralela, junto a ripples de oscilación. (DABRIO Y POLO -en prensa-).

El techo de las calizas se encuentra karstificado y lleno de una caliza gris de facies biomicrítica y carácter pelágico, a cuyo techo se ha desarrollado un *hard-ground*.

La potencia que alcanza no supera los 25 m. En él se ha descrito fauna que data un *Carixiense* (BRAGA et al. 1979).

1.2.2.8. Margocalizas, margas y calizas nodulosas (36)

Sobre el *hard ground* se encuentra una serie del Lías Superior en facies margosas y margocalizas de unos 90 m., de potencia, que ha sido minuciosamente estudiada en cuanto a su contenido faunístico por los autores antes mencionados.

El tramo inferior corresponde a unas margas y margocalizas grises que presentan intercalaciones de calizas con silex y de crinoides, margocalizas brechoídes, de tonos violáceos, calizas nodulosas y calizas arenosas. Su fauna indica que pertenecen al Domeriense medio y superior fundamentalmente.

El Toaciense se muestra más continuo en su facies que corresponden a unas margas y margocalizas amarillentas, grises en corte fresco, dispuesto generalmente en bancos de 10-20 cm de espesor, que hacia el techo presentan nódulos de silex, así como localmente facies nodulosas de tonos rojos.

El techo del tramo está constituido por una decena de metros de unas calizas beige-amarillentas con silex, que en el corte de Atalaya, son fácilmente identificables en campo por dar un pequeño resalte. Hasta ahora no se ha encontrado fauna en ellas, pero por la posición estratigráfica en que se sitúan, podría tratarse de un Aaleniense, como apuntan BRAGA et al. (1979).

1.2.2.9. Margocalizas silíceas y radiolaritas (37)

En el mismo corte de la Atalaya sobre el tramo calcáreo anterior, se ubican unas margocalizas silíceas de fractura astilosa y tonos verdosos y pardos con gran contenido en radiolarios, dándose el caso de que en determinados niveles se puede hablar de una verdadera radiolarita.

El conjunto alcanza una potencia cercana a 30 m. y en él, se puede distinguir un tramo inferior algo más margoso, y otro superior más carbonatado.

Por comparación con otras series del Subbético y por la posición estratigráfica que ocupa, se puede atribuir al Dogger.

1.2.2.10. Calizas y Calizas margosas con silex (38)

Culminando la serie aflorante en Sierra Elvira, se encuentran unas calizas y calizas margosas, en ocasiones de carácter turbidítico, que presentan esporádicamente nódulos y lechos de silex de tonos grises.

En los niveles turbidíticos se observan laminaciones paralelas, no habiéndose localizado estructuras de muro ni estratificaciones cruzadas que indiquen dirección de corrientes. Los clastos están constituidos por fragmentos de calizas y de *ptychus* casi en exclusividad.

GARCIA-DUEÑAS et al (1971) reconocen tintínidos, tanto en los fragmentos como en la matriz de la roca, por lo que el tramo al menos incluye el Tithónico superior. Su potencia es cercana a 40 m.

1.2.3. Volcanismo del Subbético Medio meridional

En Sierra Elvira aparecen dos niveles de rocas ígneas, uno de carácter intrusivo y otro efusivo, entre materiales del Trías y Lías Inferior respectivamente, cuyas características texturales, estructurales y mineralógicas han sido anteriormente mencionadas.

En el presente epígrafe se va a describir el químismo de tales rocas, con el fin de establecer el carácter geoquímico de éste magmatismo, aunque sólo sea de forma tentativa.

Los análisis se han realizado sobre tres muestras mediante la técnica de fluorescencia de rayos X.

La interpretación de los resultados obtenidos, se basa en la proyección de determinados valores composicionales de éstas rocas (elementos mayores, menores o trazas, o combinaciones de éstos), sobre diagramas petroquímicos utilizados por los petrólogos y geoquímicos para éstos fines.

Los diagramas elegidos como de mayor utilidad, para la caracterización geoquímica del magmatismo representado en ésta Hoja geológica, son los que se adjuntan como figuras 1 a 6. En todas ellas la correspondencia de los símbolos empleados en la proyección, con los números de las muestras analizadas y los tipos de rocas que pueden distinguirse sobre el terreno, es la siguiente:

Símbolo	Tipo de roca y edad relativa
---------	------------------------------

- | | |
|---------|--|
| ○ | Volcánica Lias Inferior |
| △ | Volcánica Lias Inferior |
| ■ | Subvolcánica intrusiva en Trias (Ofita). |

La proyección del químismo de éstas rocas sobre los diagramas petroquímicos seleccionados nos dà información sobre la naturaleza de las rocas analizadas (figuras 1 y 2), sobre la serie de rocas ígneas a las que pertenecen (figura 5), y, por último, sobre las posibles relaciones genéticas entre los magmas que han originado las rocas intrusivas en materiales triásicos y los que se han emplazado entre materiales de edad jurásica.

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

- | | |
|---------|--------------------|
| ○ | Basanita |
| △ | Basalto toleítico |
| ■ | Andesita basáltica |

La clasificación de rocas volcánicas y subvolcánicas en base a su químismo, completa 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 químismo 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 Dolerita 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 éstas 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 éstas rocas. Las conclusiones que se obtienen de éste 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 como magma andesítico al correspondiente a la roca subvolcánica intrusiva 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/álcaldes, no están ubicadas exclusivamente en ninguno de los dos campos. Para evitar ésta indeterminación se ha utilizado el diagrama de la figura 4, basado en elementos inmóviles durante los procesos de alteración y de metamorfismo 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 , y 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 manejamos, que la naturaleza de los magmas cuyas rocas afloran en la Hoja de Granada sería transicional entre alcalino, sódica y toleítica. Esto, a su vez, nos informa sobre el ambiente dinámico reinante en la corteza, en el lugar y durante el período 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 y Y. En ésta figura podemos ver que el grupo de rocas analizadas (con una excepción que está en proximidad), 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

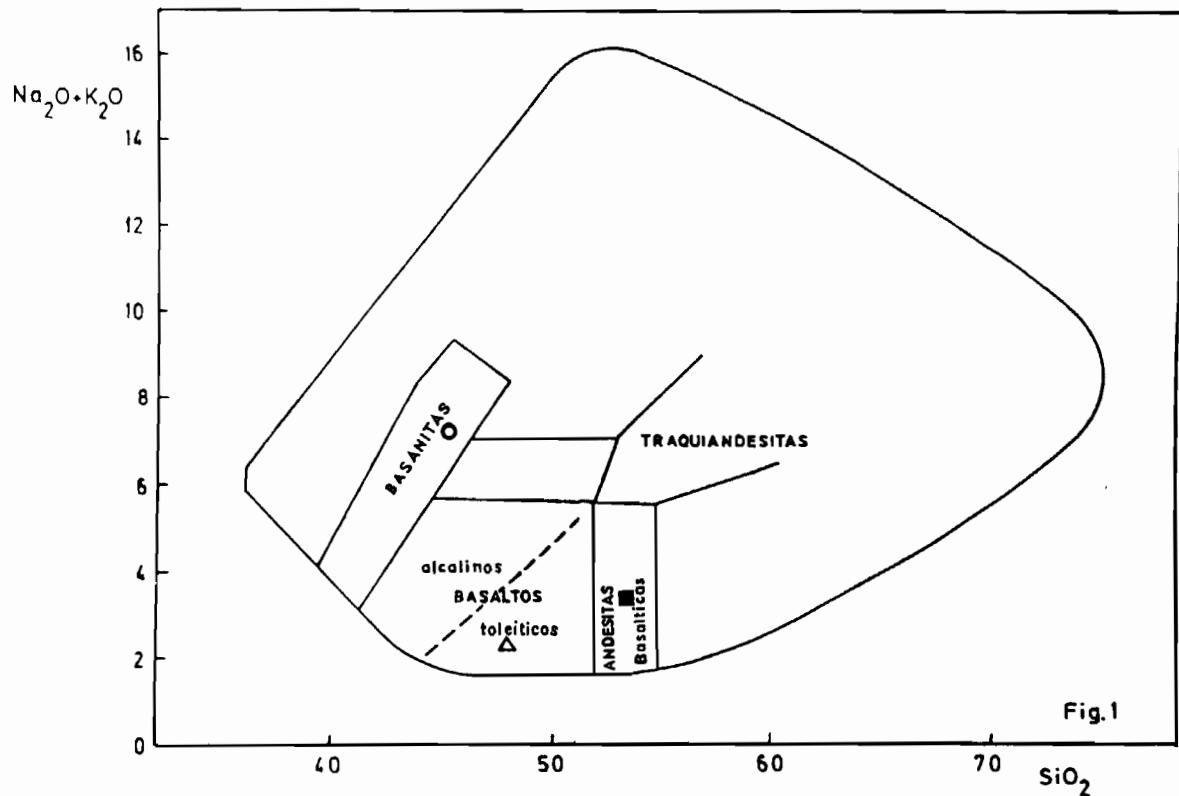


Fig.1

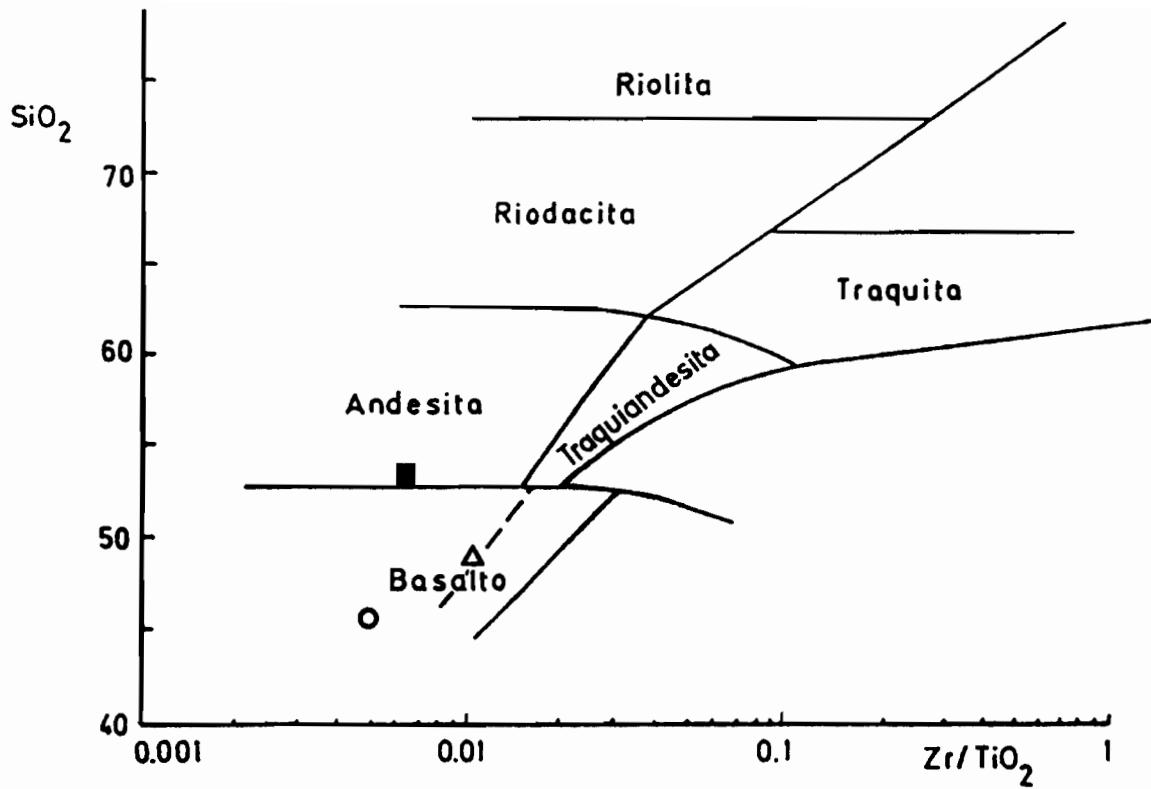


Fig. 2

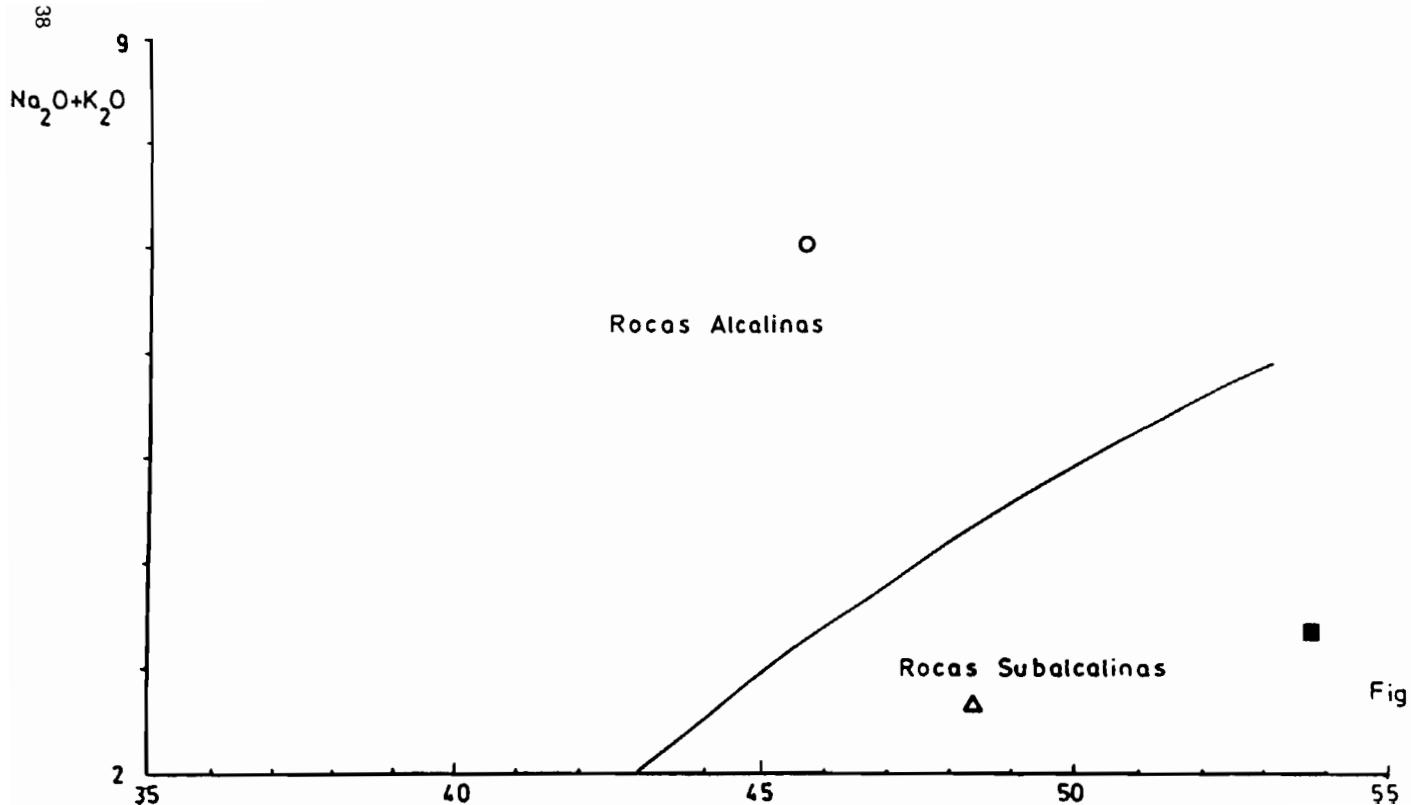


Fig. 3

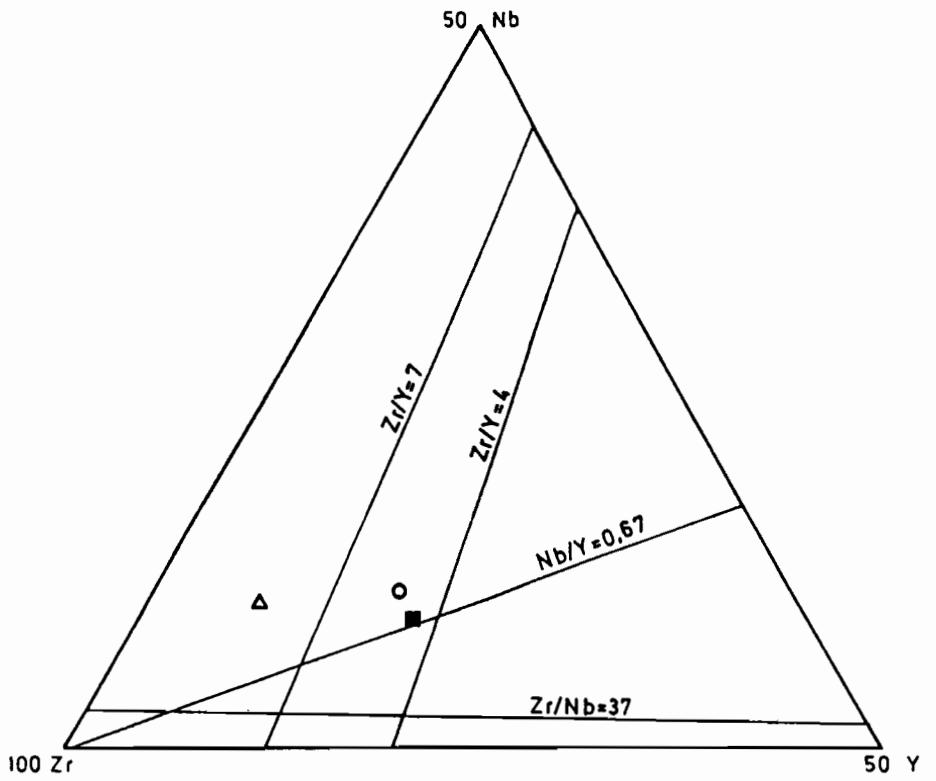


Fig.4

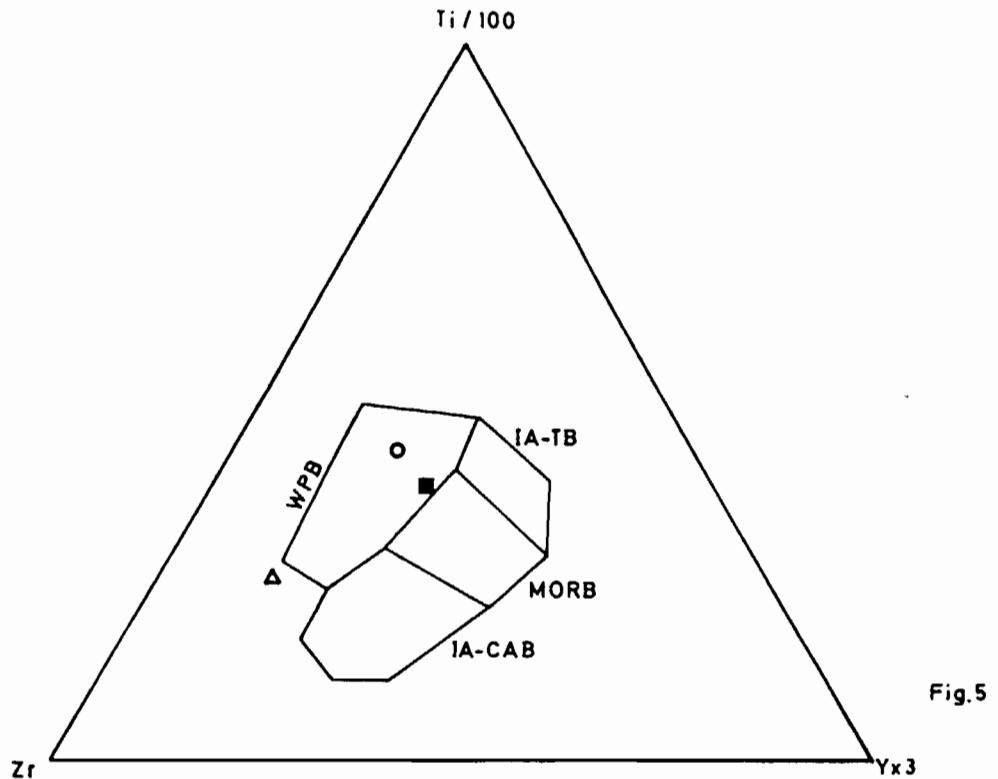


Fig.5

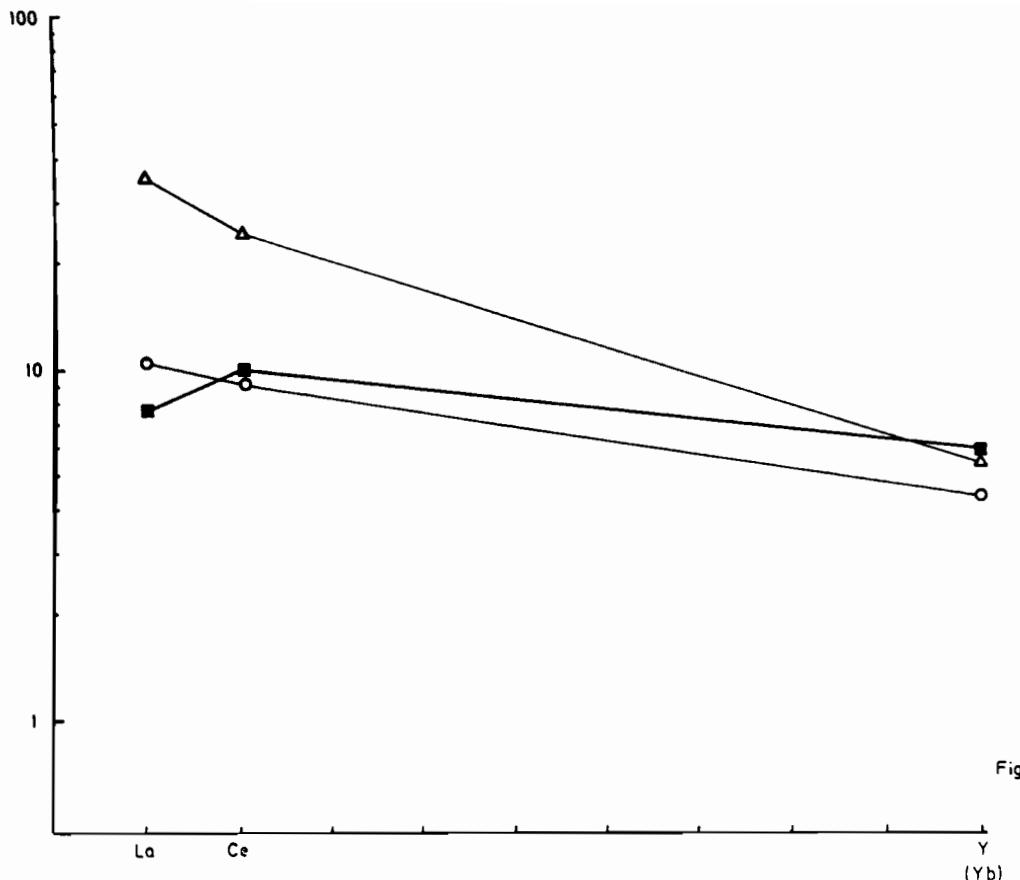


Fig.6

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 ésto se puede deducir que la procedencia y las condiciones de génesis para los magmas originarios de ambos tipos de rocas deben haber sido similares, e incluso más parecido entre el magma intrusivo en Trías y el que forma la colada jurásica más antigua, que entre ésta y la siguiente colada. A esta misma conclusión se ha llegado en la vecina hoja de Montefrío donde existen varios niveles volcánicos y/o subvolcánicos en materiales de edad comprendida entre el Trías y el Aalenense-Bajociense.

1.3. NEOGENO Y CUATERNARIO. DEPRESIÓN DE GRANADA

1.3.1. Tortoniano

Durante ésta edad se produce la importante transgresión marina en todo el ámbito de la Depresión de Granada, ya individualizada como tal en el marco de la Cordillera.

1.3.1.1. Areniscas calcáreas bioclásticas y brechas (39)

Se localizan en pequeños afloramientos dispersos por todo el sector norte de la Hoja. La base de éste término está constituida por unas brechas y conglomerados de cementación variable, que en ocasiones son difíciles de distinguir de los propios afloramientos de substrato sobre los que se asientan.

Estas brechas y conglomerados bien expuestos en pequeños afloramientos próximos a Búcor y Puerto Lobo a pesar de no presentar fauna, deben representar los sedimentos marinos más antiguos del Mioceno Superior en la Hoja de Granada. Son claramente correlacionables con otros depósitos similares del Tortoniano inferior descritos en las proximidades de Alhama de Granada (Hoja de Loja), donde sí presentan una característica fauna marina.

Su íntima asociación con los relieves del Substrato, permite hacer una interpretación similar a los anteriores. Se trataría de unas brechas acumuladas al pie de acantilados, formados bien sobre áreas litorales (para el caso de Alhama de Granada y posiblemente para el de Puerto Lobo), bien sobre relieves emergidos próximos a costas (islas), como es el caso de los afloramientos cercanos a Búcor.

Las brechas una vez trabajadas y redepositadas por la intensa actividad costera hacia áreas algo más profundas, dieron lugar a unos depósitos conglomeráticos algo estratificados, de gran porosidad primaria, que posteriormente fueron cementados durante o con posterioridad al enterramiento.

En uno de los afloramientos de Búcor se puede observar, aunque no con suficiente claridad, como las calcarenitas bioclásticas tienden a recubrir a éstos conglomerados y brechas, asemejándose el dispositivo al observado en Alhama de Granada.

Estas calcarenitas bioclásticas aparecen representadas en afloramientos de pequeñas proporciones arealmente desconectados entre sí. Las condiciones de observación no son excesivamente buenas por lo que la identificación de la conocida ruptura intratortoniense, que separaría los tramos inferior y superior, bien constatada en las vecinas Hojas de Loja y Montefrío, ha sido imposible establecer.

Litológicamente se pueden definir, como calcirudititas y calcarenitas bioclásticas de grano medio-fino, en las que en los fragmentos de rocas dominantes son calizas, cuarzo, sílex y micasquistos. El resto de componentes bioclásticos están constituidos por briozoos, lamelibranquios, algas rojas, foraminíferos planctónicos y bentónicos, y algún gasterópodo.

En relación con las estructuras sedimentarias destacan entre los bancos masivos, sets de estratificación cruzada planar y en artesa, con superficies erosivas internas.

El dispositivo sedimentario y paleogeográfico correspondería a una plataforma carbonatada somera instalada en la Depresión de Granada, reflejo de la transgresión tortoniense que aconteció en todo el ámbito de la Cordillera Bética.

1.3.1.2. Calizas bioclásticas y corales (40)

Aparecen bien representados en dos afloramientos dentro de la Hoja. Uno de ellos, situado a 1 Km. aproximadamente al O. de Búcor, muestra un buen corte de las calizas bioclásticas. Se trata de un banco de acuñamiento lateral rápido, con potencia máxima en torno a los 8 m, que muestra una sucesión de estratos horizontales de orden métrico.

Litológicamente está constituido por unas calizas organógenas amarillas extremadamente porosas y de forma mayoritaria compuestas por una acumulación de bioclastos. A simple vista se reconocen esencialmente lamelibranquios de concha lisa, de los que es común sólo encontrar los moldes internos de conchas lixiviadas.

En detalle se puede observar, la ausencia de micrita, restos de gasterópodos miliólidos y algas rojas.

Sobre éstas calizas bioclásticas se superpone un tramo de escasa potencia de corales, que dadas las características del afloramiento, debe representar el reducto derrubiado de un nivel arrecifal de mayor potencia.

Un afloramiento de corales de similares características a éste último, pero en extraordinarias condiciones de observación, es el que muestra la trinchera del ferrocarril en la estación de Illora.

Se trata de un tramo de 5 a 7 m. de potencia, en él que se puede distinguir,

hacia la base un nivel de margas blancas de 50 cm., directamente apoyado sobre el substrato, que a techo presenta una lámina brechoide muy irregular compuesta de fragmentos de substrato. Sobre éste nivel basal se sitúa el tramo de corales que en detalle está constituido mayoritariamente por fragmentos de *tarbellastræs*, embalados en una matriz de margas blancas. El contenido en margas es sensiblemente mayor hacia la base, donde los fragmentos coralinos, en ocasiones muy redondeados, oscilan entre 2 y 10 cm. de diámetro. El resto del tramo presenta una mayor abundancia de fragmentos de corales en el seno de las margas, éstos, frecuentemente en contacto entre sí, oscilan entre 10 y 20 cm. de diámetro, mostrando menor grado de desgaste que los de la base.

Todo el conjunto muestra un buzamiento entre 15° y 20° hacia el E., y podría representar unas facies de talud muy proximales al armazón arrecifal-actualmente no visible-dispuestas sobre un apaleo pendiente de similar inclinación al buzamiento que presenta el conjunto.

Por último, también se han localizado afloramientos coralinos sobre las brechas y calcarenitas tortonienses ubicadas en Puerto Lobo. En este caso se pueden observar niveles arrecifales, con organismos aparentemente en posición de vida, que están intercalados en unos conglomerados, con algunos niveles formados mayoritariamente por cantos de corales.

Este afloramiento presenta marcadas similitudes con la "Formación Dúdar" definida por RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982) en áreas más orientales. Su pequeña extensión no ha permitido su inclusión en la leyenda y cartografía geológica.

1.3.2. Turoliense Superior

Con posterioridad a la deposición de los materiales asimilables a la "Formación Dúdar", la Depresión de Granada se continentaliza y se instaura en ella un régimen endorreico, que dá lugar a un importante desarrollo de materiales lacustres, que en areas marginales, como la que nos ocupa tienen sus equivalentes fluviales o fluvio-lacustres.

1.3.2.1. Conglomerados y arenas. "Formación Pinos Genil" (41)

Con el nombre de "Formación Pinos Genil" se alude a unos afloramientos conglomeráticos de origen continental que se disponen, a nivel de la Depresión de Granada, en discordancia sobre términos miocénicos más antiguos, (RODRIGUEZ-FERNANDEZ, 1982).

Su límite inferior no es observable en la Hoja, pero se trata de una importante ruptura que en los bordes de la cuenca se muestra como una discordancia y hacia áreas centrales, como una para-conformidad.

En el sector estudiado litológicamente está constituida por unos conglomerados de cantos metamórficos y carbonatados, normalmente redondeados y de 5-15 cm. de diámetro, y de matriz arenoso-limoso muy rico en micas, entre los

que se intercalan frecuentes niveles lenticulares de arena con estratificaciones cruzadas.

Por lo general los conglomerados son de aspecto desorganizado, pero se pueden observar cicatrices poco continuas que marcan una difusa estratificación. En las áreas alejadas de los relieve circundantes, es frecuente la presencia generalizada de canales con estratificaciones cruzadas y secuencias positivas.

En las inmediaciones de Viznar se localiza un afloramiento de cantos heterométricos de naturaleza caliza y matriz limo arcillosa roja, que en parte se acommodan sobre un relieve previo. Sus facies son similares a las existentes en los depósitos pliocuaternarios que más adelante se describirían, pero en este lugar se encuentran intercalados entre conglomerados asimilables a la "Formación Pinos-Genil", por lo que se ha interpretado como un episodio fluvial de área fuente distinta a la normal de este conjunto.

La potencia en la Hoja debe exceder los 200 m. Su edad no está bien establecida por el momento, ya que no se han localizado yacimientos fósiles en su seno, pero la presencia de un Tortoniano superior a la base (Formación Dúdar, RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1982) y de un Turolense inferior y medio en los niveles de techo (DABRIO et al 1978 y 1979 respectivamente) permiten asignarlos al Turolense inferior.

1.3.2.2. *Limos micáceos, arenas y gravas "Limos de Cenes-Jun"* (42)

Se localiza a techo del tramo anterior con el que presenta un tránsito gradual. Es característico de este conjunto, el dar formas suaves y deprimidas, con un típico color grisáceo claro.

Hacia la base abundan los canales de gravas y arenas con estratificaciones cruzadas muy patentes y secuencias positivas, mientras que en el techo se suceden rítmicamente secuencias positivas con una base normalmente erosiva compuesta por arenas y/o grava fina en ocasiones cementadas dan paso a unos limos micáceos, y a techo unas arcillas, localmente abundante en materia orgánica.

En las canteras de Jun es frecuente encontrar yeso fibroso, obviamente de origen secundario entre las fracturas que afectan al tramo, así como niveles detriticos gruesos cementados por yeso.

Estos materiales forman una megasecuencia positiva originada en una llanura de inundación fluvial, en cuyo techo comienzan a instaurarse zonas encharcadas.

En ellos se han localizado varios yacimientos fósiles. En las canteras de Jun DABRIO et al (1978) describen la siguiente asociación de micromamíferos:

Valerymys Vireti SCHAUB

Occitanomys cf. adroveri THALER

Ruscinomis cf. schaubi VILLATA Y CRUSAFONT

Eliomys sp

Prolagus cf. michauxxi LOPEZ MARTINEZ

Puede considerarse como un Turoliense inferior.

Por otra parte AGUIRRE (1974) describe la presencia de *Hippurion cf. concudense* PIRLOT, característico del Turoliense medio.

Por tanto la edad del tramo puede considerarse Turoliense inferior y medio.

1.3.2.3. *Arcillas grises, limos y arenas (43)*

Su contacto con el tramo anterior es difuso, ya que se trata de una transición en la que progresivamente se hacen más frecuentes los lechos arcillosos.

A lo largo del Barranco de la acequia de Fardes, se corta una serie arcillosa que localmente presenta niveles de arenas y limos micáceos gradados, de base erosiva, en los que se observan laminaciones paralelas y ripples así como lignitos poco desarrollados que suelen culminar las secuencias anteriores. Las lutitas se ordenan en láminas paralelas de espesor milimétrico, en las que alternan los colores grises y gris oscuro, presentando las primeras una granulometría algo mayor. Ocasionalmente se intercalan pequeños niveles de yeso, que se hacen más frecuentes hacia el techo. Estas alternancias se podrían interpretar como varvas lacustres.

A diversas alturas del conjunto, pero preferentemente hacia el muro, se localizan niveles de tonos rojizos de fácil identificación en campo, entre los que se ubican ocasionalmente bancos carbonatados de orden decimétrico muy ricos en gasterópodos.

En el seno de éstos materiales se localizan diversos niveles evaporíticos con los que cambian de facies. Sin embargo, en sus partes inferiores se localizan niveles poco continuos de yesos masivo, de color crema, con gasterópodos en su seno, que han sido interpretados como el resultado de una sustitución diagenética de calizas por yeso (DABRIO, C.J. Y MARTIN, J.M. 1981).

El origen de éstos materiales se interpreta que se encuentra ligado a la evolución de las partes marginales de un lago, que presentaba influencia fluvial hacia las áreas centrales del mismo.

Por la posición estratigráfica que ocupa puede asimilarse a un Turoliense medio y superior.

1.3.2.4. *Yesos masivos y laminados con lutitas y carbonatos (44)*

Como ya se ha mencionado, corresponden a niveles que se encuentran en el seno del tramo anteriormente descrito con el que además cambian de facies.

Dentro de éste conjunto evaporítico se pueden diferenciar dos tipos de facies, unas representadas por niveles discontinuos de yeso masivo, de tonos crema con gasterópodos, y otras por alternancia rítmica de yeso con lutitas y ocasionalmente de carbonatos.

Las primeras se localizan intercaladas hacia la parte baja del tramo arcilloso y ya han sido descritas.

Las segundas se pueden correlacionar con la "Unidad Evaporítica Superior" de DABRIO Y MARTIN (1981), que afloran extensamente en áreas más occidentales de la Depresión de Granada. Se trata de unas alternancias centimétricas de niveles de yeso con lutitas y en menor grado con 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.

Estimamos que la formación de ésta ritmita obedece a cambios climáticos, de cadencia hiperanual en la que en épocas secas aumentaría la salinidad del agua y propiciaría la nucleación y crecimiento de cristales de yeso en el seno del sedimento; por contra en épocas húmedas disminuiría la concentración salina y de otro lado aumentaría el aporte de elementos finos, que originarían por deposición los niveles lutíticos. Las finas laminaciones que éstos presentan se producirían por variaciones de menor rango en las condiciones físico-químicas del medio de sedimentación.

La potencia que alcanzan éstas intercalaciones evaporíticas es variable, pero oscila entre menos de 1 m, y cerca de 40 m.

1.3.2.5. *Margas con niveles de lignito (45)*

Se localizan al sur de Calicasas y alrededores de Nívar. En el primer lugar afloran muy mal expuestas, con un típico relieve lobulado indicador de numerosos deslizamientos. Litológicamente corresponden a unas margas verdes grises y en ocasiones marrones oscuras, con frecuentes niveles de arcillas negras muy enriquecidas en materia orgánica.

En Nívar el tramo muestra niveles arenosos cementados, que evidenciarían la proximidad del borde, así como calcilitas ricas en gasterópodos. Los niveles organogénicos son mucho más delgados que en el afloramiento anterior, pero son más compactos y aparentemente más enriquecidos en carbono.

Su potencia pudo exceder de 70 m.

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

Se localizan en una posición estratigráficamente suprayacente a las anteriores, si bien pueden pasar lateralmente a las margas anteriormente descritas.

Litológicamente consisten en unas calizas micríticas de tonos claros bien estratificadas, con abundantes huecos fenatrales y gasterópos, que mediante cambio lateral de facies pasan a una margocalizas blancas pulverulentas en ocasiones finamente laminadas, con niveles de lignito de hasta 40 cm. de espesor y abundantísimos gasterópodos de agua dulce.

A unos 300 m. al SE. de Calicasas DABRIO et al (1978), describen un yacimiento de micromamíferos con la siguiente fauna:

Stephanomys op

Paraethomys c.f. anomalus DE BRUIJN, DAWSON Y MEIN

Castor op

Prologus cf. michauxi LOPEZ MARTINEZ

Esta asociación la interpretan como característica de un Turoliense superior terminal.

El tramo no llega a superar los 50 m. de potencia.

1.3.3. Turoliense terminal-Pleistoceno

Constituye la unidad litoestratigráfica de importancia más reciente en el relleno continental de la Depresión de Granada.

Por correlación a nivel de la Depresión, su base se sitúa a techo del Turoliense, datado por la presencia de *Hippurion gromovae granatense* en un enclave de la vecina Hoja de Montefrío (ESTEVEZ et al 1982).

Es una unidad de gran extensión areal, nutrida a expensas de las infrayacentes en todo el ámbito de la hoja. En ella se pueden diferenciar facies aluviales, fluviales y lacustres, que cambian lateralmente de forma gradual entre sí.

A su base se situaría una importante ruptura, bien puesta de manifiesto en otros puntos de la Depresión de Granada. Esta ruptura se manifiesta por su generalizado carácter discordante, consecuencia de acusado cambio en la paleogeografía previa a la instauración de la misma. Todo ello nos permite considerarla como una unidad teactosedimentaria a nivel cuencal.

1.3.3.1. Margas claras y conglomerados (47)

Afloran en dos sectores de la Hoja. En el sector sur occidental (entre Escóznar y Láchar), y en el sector central (al Norte de Sierra Elvira).

Se trata de un conjunto compuesto mayoritariamente por lutitas y margas blancas y grises azuladas, con frecuentes episodios conglomeráticos y arenosos.

El material lutítico margoso se encuentra ordenado en secuencias, que tienden a presentar a techo los términos más enriquecidos en materia orgánica. En el seno de éstas, se presentan los episodios groseros, canalizados y de rápido acuñamiento lateral.

El afloramiento situado entre Ezcónar y Láchar, es la terminación de un afloramiento de mayores dimensiones que se extiende desde la localidad de Brácana (en la Hoja 1025 Montefrío), donde dadas las mejores condiciones de observación se han podido caracterizar con mayor detalle sus facies. En conjunto se trataría de un gran lago somero, al que llegarían frecuentemente sedimentos aportados por los sistemas fluviales adyacentes, tomando para el afloramiento

que comprende la Hoja de Granada, un carácter transicional entre facies estrictamente fluviales y lacustres. Al Norte de Sierra Elvira, y posiblemente desconectada paleogeográficamente del anterior, se desarrolló otra área de sedimentación lacustre de similares características, con un marcado endorreismo en relación con los sistemas fluviales circundantes (48).

En ésta se pueden diferenciar unas secuencias típicas de borde de lago, constituidas de muro a techo, por unas láminas de gravas y arenas, arcillas grises con óxidos de hierro y lodos orgánicos. También existen otras secuencias más internas compuestas por arenas, limos, calcilitas y niveles de carbonatos a techo.

1.3.3.2. Arcillas limos rojos y conglomerados (48)

Está representado con gran extensión en todo el sector norte de la Hoja.

Es un término eminentemente detrítico que muestra importantes variaciones litológicas en relación con su proximidad a los relieves circundantes de la Depresión.

Dentro de ésta variedad litológica se pueden establecer diferentes secuencias sedimentológicas, correspondientes a diversas posiciones dentro de un sistema de abanicos aluviales.

Las facies más proximales -abanico interno-, se caracterizan por presentar secuencias esencialmente conglomeráticas de cientos cuyo tamaño máximo oscila en torno a 1,5 m. de diámetro. Estos se presentan desorganizados, y a nivel de procesos alternan episodios de depósitos de alta viscosidad -*debris flow*-, que originan secuencias negativas, con otros de rellenos de canales, que al contrario dan secuencias positivas. Ambas secuencias positivas y negativas se organizan en secuencias positivas de rango mayor.

En áreas algo más distales -abanico medio-, se produce una sensible disminución granulométrica respecto al anterior. Las secuencias son siempre positivas y el tamaño máximo de los cientos oscila sobre 20 cm. de diámetro. En éstas, la base está constituida por conglomerados masivos con poca matriz fina, estratificación horizontal e imbricación de cientos, que pueden interpretarse como los depósitos de relleno de canales. El resto de la secuencia se compone de limos con lentes de arenas y conglomerados que a techo presentan frecuentes procesos edáficos, en ocasiones, formando verdaderos paleosuelos. Este tramo representaría el depósito en áreas marginales a los canales o zonas intercanal.

En algunos casos, a la base de éstas secuencias de abanico medio, se reconocen facies conglomeráticas desorganizadas, depositadas en relación con procesos de *debris flow*.

Las facies más distales -abanico externo- muestran un predominio de elementos finos tamaño limo-arena. En éstas se intercalan esporádicos paquetes conglomeráticos con potencias en torno a los 2 m. Se podría imaginar un dispositivo de llanura aluvial lutítica, alimentada por canales distributarios que se desbordarían periódicamente.

Este o éstos abanicos conectarían con áreas lacustres -materiales descritos bajo el epígrafe 47-, originando unas secuencias típicas de transición. Estas se caracterizan por la aparición de pequeños lóbulos conglomeráticos de carácter deltático sobre los depósitos, limos arcillosos negros, propios de las áreas marginales al lago.

En conjunto éste modelo aquí descrito coincide con los abanicos de climas húmedos de M.C.GOWEN Y GROAT (1975).

1.3.3.3. *Conglomerados y arenas. Conglomerados de la Alhambra (49)*

Se disponen de buenos cortes de éste término en la carretera 342 a su salida de Granada, en el entorno de la Alhambra y en todo el sector al Este de la Ciudad de Granada.

Reposa en discordancia angular sobre parte del término anterior (48), hecho observable en el arroyo del Hornillo, afluente del río Darro.

La facies sedimentológicas más típicas en áreas próximas a los relieves circundantes, consisten en conglomerados desorganizados, con cantos de hasta 1,5 m de diámetro y frecuentes amalgamaciones. Facies propias de depósitos de *debris-flow*.

En áreas más alejadas de los relieves, las secuencias presentan un predominio de facies canalizadas con una generalizada tendencia granodecreciente a techo. Estas secuencias positivas se integran en otras megasecuencias estrato y grano decrecientes a techo (*Thinning an fining upward*), que terminan con episodios de desarrollo de suelos.

Una interpretación general del conjunto nos permitiría diferenciar unas facies proximales y otras intermedias, de uno o varios abanicos aluviales, que migrarían lateralmente, originando las megasecuencias antes descritas.

Estos abanicos, según los puntos, estarían nutridos, tanto de Sierra Nevada, como de otros relieves calizos, cuya localización nos plantea actualmente problemas difíciles de resolver.

1.3.3.4. *Margas y calizas oncolíticas (50)*

Afloran en dos enclaves al E. y O. de Nivar. Constituyen junto al término suprayacente (51), el techo de la serie del Turolense terminal-Pleistoceno.

Se puede correlacionar con otros materiales en la Hoja 1025 (LOJA), similares tanto por su posición estratigráfica como por sus litofacies.

Litológicamente están constituidos por margas y margocalizas blancas amarillentas, con abundantes concreciones y oncolitos de gran tamaño, que cambian verticalmente a calizas más o menos puras, en la misma secuencia.

1.3.3.5. Calizas travertínicas (51)

Bajo éste término se recogen dos materiales, que aunque algo diferentes en su litología, su posición estratigráfica, es similar.

De un lado están las calizas y margocalizas con fragmentos de travertinos, que se superponen directamente sobre el término anterior (50). Por otra parte existen dos travertinos s. str., que afloran al Norte del Embalse de Cubillas.

En el primero de los casos se observa una continuidad estratigráfica con los materiales infiltrantes (50), que dan paso progresivamente a unas margocalizas algo más cementadas, con gran contenido en fragmentos de travertinos. Sobre éstas se disponen unos paquetes de calizas grises con abundantes huecos fenestrales planares y cantos negros milimétricos -facies de *cailloux noirs*-.

Los travertinos del Cubillas están mayoritariamente constituidos por una acumulación de restos vegetales cementados, entre los que se encuentran estratificadas lentes detriticas de conglomerados gravas y arenas. Se superponen netamente sobre los materiales fluviales y lacustres (47 y 48) y su posición estratigráfica podría correlacionarse con las calizas antes descritas

1.3.4. Pleistoceno-Holoceno

1.3.4.1. Glacis. Arcillas y costras calcáreas. (52)

Se trata de un nivel de arcillas rojas típicamente residual resultado de una meteorización intensa, previa regularización del relieve, de la formación detritica preexistente. Correspondiente a la fase de climatización y erosión del dispositivo aluvial y lacustre iniciado en los términos 47 y 48. Los niveles de encostamiento, discontinuos, pertenecerían a un episodio de aridización, que culmina en el nivel superior denominado glacis. El espesor de éste nivel de arcillas rojas es variable y está viselado por la superficie de glacis.

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

1.3.4.2. Arcillas rojas, gravas y arenas. Paleosuelos (53)

Corresponden a lo que morfológicamente se ha denominado Vega Alta. Se disponen de buenos puntos de observación en el Polígono de Almajáyar en la carretera N323 a su salida de Granada.

Están constituidos por sedimentos aluviales con gran desarrollo de llanura de inundación. Estos se ordenan en secuencias positivas que presentan a su base un episodio canalizado de gravas y arenas, con un espesor máximo en torno

al metro. El resto de la secuencia y hasta 3 m, está formada por limos y arcillas con frecuentes procesos de edafización que han llegado a formar verdaderos paleosuelos.

Quizás sea éste último rasgo el aspecto más llamativo de éstos materiales. Allí donde se dan las mejores condiciones de observación, se ha podido establecer una sucesión de hasta ocho paleosuelos, si bien con diferente grado de desarrollo. Este número representa el valor mínimo, ya que de un lado no se cuentan con aquellos que han sido erosionados por la propia dinámica fluvial y de otro con los situados en la parte baja de la serie, ya que el corte accesible es incompleto y sólo muestra los 25 m. terminales de serie.

Estos periódicos procesos de edafización de los depósitos lutíticos de llanura de inundación, se pueden caracterizar por una evolución de mecanismos de transformación.

Durante el desabordamiento del cauce y asentamiento de las lutitas, en condiciones de saturación acuosa del sedimento, se producen estructuras de hidromorfía, son unas típicas manchas grises y rojas generalmente a la base del tramo lutítico resultantes de las variaciones locales en la oxidación y reducción.

En una etapa posterior se produciría la migración en profundidad de los carbonatos disueltos. Esto trae como consecuencia una diferenciación textural de la base y techo del tramo lutítico. La base, homogéneamente compactada, se caracteriza por una tonalidad más clara de color rojo-marrón intenso típico del techo, hacia donde se presentan estructuras de disyunción columnar cuando éste adquiere su carácter arcilloso más puro. La secuencia en su conjunto es carbonato-decreciente a techo.

Por último, en condiciones de pérdida de humedad del sedimento se produce la aparición de concreciones carbonatadas, en gran medida controladas por la migración ascendente de carbonatos. Estas concreciones se presentan como nódulos centimétricos de morfología variable, que resaltan por su color blanco en el seno de las arcillas rojas más o menos puras del techo de la secuencia.

Estamos frente a unos procesos íntimamente relacionados con variaciones climáticas acaecidas posiblemente durante el Pleistoceno Medio-Superior. Estas variaciones reflejan cambios de condiciones húmedas -funcionamiento de los canales fluviales y desbordamiento- a condiciones de progresiva aridización -concrecionamiento por pérdida de humedad-.

Los cambios climáticos reflejados en éstos materiales, sin entrar en su rango, son una de las manifestaciones más características del Pleistoceno. Deben ser correlacionables con aquellas variaciones climáticas que han producido, en dominios morfogenéticos de climas fríos, los típicos depósitos de vertiente, producto de una degradación termo-croclástica de escarpes rocosos. Y por último deben también estar en alguna relación, con los episodios de erosión glaciar durante el Pleistoceno Superior en el Macizo de Sierra Nevada.

1.3.4.3. Aluvial (54)

Con éste término se recogen todos aquellos materiales ligados al funcionamiento actual o subactual de la red fluvial.

Como una formación aluvial de singular importancia en la Depresión de Granada, tenemos representada en la Hoja, lo que morfológicamente se ha denominado Vega Baja.

Esta está íntimamente relacionada con la actividad del río Genil y representa una acumulación con más de 250 m. de espesor, de depósitos en una zona deprimida y actualmente subsidente según un eje NO-SE.

Hacia ésta Vega Baja discurren los afluentes del río Genil con pequeño desarrollo de depósitos aluviales.

En el conjunto de éstas formaciones aluviales se puede diferenciar un número máximo de tres niveles de terrazas entre 4 y 20 m de altura respecto a los cauces.

1.3.4.4. Travertinos (55)

Son depósitos íntimamente ligados a la red de sugerencias que ornán algunos de los más importantes macizos carbonatados de la Hoja.

Merecen entresacarse aquellos afloramientos situados en torno a la Sierra de Alfácar y de la Yedra, entre la población de Cogollos Vega y Alfácar.

Esta última localidad se apoya parcialmente sobre uno de éstos afloramientos, originado en relación con los manantiales de Fuente Grande a cota 1100.

Litológicamente, éstas formaciones travertínicas están constituidas de forma mayoritaria por acumulaciones de restos vegetales cementados, frecuentemente redepositados, entre los que se intercalan algunos niveles detriticos de gravas y arenas con estructuras que reflejan el funcionamiento de pequeños canales fluviales en el seno del área con sedimentación travertínica.

1.3.4.5. Depósitos de ladera y derrubios en general (56)

En éste apartado se agrupan todos aquellos materiales relacionados con procesos de evolución de vertientes.

Son el resultado de la tendencia al equilibrio de vertientes en condiciones de inestabilidad tanto frente a la gravedad como al clima.

Laderas inestables gravitatoriamente evolucionan mediante mecanismos de movimiento en masa. De un lado mediante deslizamientos rotacionales de grandes bloques con diferente grado de desorganización interna, como es el caso de la respuesta de materiales de alta competencia que se apoyan sobre otros de elevada plasticidad; buenos ejemplos se tienen en las inmediaciones de Guevérar y Nívar.

De otro lado, cuando todo el material es extremadamente plástico, la

vertiente evoluciona al equilibrio por mecanismos de solifluxión, entendiendo como tal, al flujo homogéneo en estado sólido de una porción superficial de suelo. No son necesarias excesivas pendientes para que se desencadenen éstos mecanismos, sólo que se alcance un punto crítico de estabilidad en que juegan, tanto la pendiente como el comportamiento interno del material. Esta dinámica solifluidal se manifiesta de forma notable en afloramientos mayoritariamente constituidos por margas y arcillas. Son destacables el situado entre Casa Nueva y Búcor, y el que se extiende al E. de Olivares. Hay no obstante que hacer notar, que aunque la superficie de éstos afloramientos se ha modificado sustancialmente, ésto no ha impedido el poder cartografiarlos por su litología y edad.

La inestabilidad de una vertiente frente al clima se soluciona habitualmente por mecanismos que podrían denominarse de erosión climática. En éstos el papel erosivo es llevado a cabo por procesos de gélí-termofracción.

La actividad deposicional en éste caso se manifiesta cuando se dan unos condicionantes morfológicos previos, como es el caso de la existencia de un escarpe de roca. Cuando éste escarpe se degrada por los efectos de las variaciones de temperatura (con o sin intervención de la crioclastia), se produce una acumulación de los fragmentos liberados a pie del mismo, originando unas formaciones singulares denominadas *eboulis ordonées*, clásicamente adscritas al dominio morfogenético periglaciar.

Estas formaciones se caracterizan por presentar una sucesión más o menos rítmica, de lechos constituidos mayoritariamente por fragmentos de roca muy angulosos con otros en los que domina la matriz fina, pasando por toda una gama de situaciones intermedias. Las variaciones en espesor de los lechos clásticos y en el tamaño de los cantos, están en íntima relación con la duración e intensidad de una etapa fría respectivamente. En climas cálidos, habitualmente húmedos, se produce tanto el cese de la acumulación clástica como la modificación de los depósitos previos por disolución de los elementos o por cementación y/o concrecionamiento de los mismos. Movimiento por solifluxión de los lechos, pueden producir alteraciones en la morfología y disposición original del conjunto.

Los mejores ejemplos que se tienen de éstos depósitos en la Hoja, como es el caso de Fuente Grande, al pie de Sierra Alfacar, están siendo objeto de una intensa explotación para su utilización como áridos.

2. TECTONICA

Los materiales aflorantes en la Hoja de Granada muestran en la actualidad los efectos producidos por la Orogenia Alpina, que se han materializado en un intenso plegamiento observable en materiales de edad anterior al Mioceno Medio y en la generalización de estructuras en mantos de corrimiento, que afectan muy especialmente a las Zonas Internas.

En los depósitos más recientes, inclusive los holocenos también son detectables deformaciones tanto compresivas como distensivas, por lo que se puede indicar que la Orogenia aún no ha terminado.

En el Complejo Alpujárride las deformaciones alpinas producen un metamorfismo polifásico de distinta intensidad entre los diversos mantos, posiblemente debido a su disposición paleogeográfica original, y dentro de cada manto entre zonas más profundas (zócalos) y más superficiales (coberteras). Los estudios microscópicos efectuados indican que al menos se produjeron dos impulsos principales en los que se llegaría a un metamorfismo de tipo medio, para el caso del Manto de la Plata, y de grado bajo para los restantes.

Cabe la posibilidad de que las texturas y estructuras más antiguas provengan de una orogenia anterior (Hercinica) pero hasta la actualidad no se han aportado datos concluyentes que afirmen o desmientan tal hipótesis.

Con posterioridad a las etapas metamórficas se produjo el apilamiento en mantos, con la particularidad de que los más metamórficos se encuentran en los pisos superiores del edificio tectónico. Esto puede indicar que la estructuración en mantos comenzó en las áreas mas internas, donde se ubican los materiales de mayor grado metamórfico, y con posterioridad se fueron apilando las más externas, de modo que cada nuevo conjunto alóctono llevara sobre si los mantos anteriormente cabalgados sobre él.

En el Complejo Maláguide los esfuerzos produjeron un metamorfismo de mucha menor intensidad que en el Alpujárride, por lo que se puede decir que ocupaba originalmente una posición marginal respecto al núcleo de deformación. También se producen mantos de cabalgamiento siendo el de mayor envergadura el responsable de la superposición de éste al Complejo Alpujárride.

En los afloramientos de Dorsal Bética ubicado en la Sierra de Cogollos, se constata que hasta el Eoceno Medio no hay actividad tectónica significativa y que es con posterioridad al Oligoceno (e incluso posiblemente posterior al Aquitaniense), cuando se producen las escamas y cabalgamientos tan típicos de éste dominio. La intensa dislocación que sufren sus términos contrasta con los de menor tectonización aflorantes en Sierra Arana a los cuales cabalga, por lo que es indicativo que la Dorsal se estructura inicialmente en zonas alejadas a las actuales y que después se aproximan merced a un cabalgamiento o fractura transcurrente a Sierra Arana.

Asociado a éste último evento debe corresponder el emplazamiento de los flysch circumbéticos sobre materiales Subbéticos, que se podría datar como intralanghiense, ya que en éstos se localizan materiales del Mioceno Medio (posiblemente no originarios de la Zona Circumbética, sino adosados al manto de cabalgamiento durante su desplazamiento), y a su vez en la vecina Hoja de

Montefrío (1008), son sellados en discordancia por materiales detriticos del Langhiense.

En las transversales donde aflora la Dorsal, normalmente está localizada a techo del edificio Bético s. str, pero en la presente Hoja y en la vecina de La Peza (1010), materiales posiblemente pertenecientes a aquel dominio afloran bajo el Alpujárride en forma de ventanas tectónicas, lo cual indica que en las Zonas Internas ya estructuradas se produjo un último manto de cabalgamiento, que afectó a los Complejos Alpujárride, Malaguíde y Dorsaliano, desplazándose aparentemente hacia el Norte. Ello a su vez implica que el original contacto entre Zonas Internas y Externas en ésta Hoja no es el actualmente visible, sino que se encuentra más al Sur oculto bajo el cabalgamiento mencionado.

Los materiales subbéticos se encuentran en afloramientos aislados sin conexión visible entre ellos, por lo que sólo se pueden extraer limitadas conclusiones de conjunto, en base a observaciones efectuadas en la presente Hoja.

Tanto el Subbético Interno como el Medio presentan pliegues de dirección aproximada N 70° E y vergencia sur, lo cual contrasta con la vergencia norteada del plegamiento existente en la vecina hoja de Montefrío (1008).

En ésta última hoja se ha podido establecer una cronología relativa de acontecimientos tectónicos entre el Oligoceno Superior y Mioceno Medio (Langhiese), que comprende una primera etapa de cabalgamientos (con dirección de desplazamientos aparentemente norteada), que originaron la superposición del Subbético Interno sobre el Medio y la individualización de la Unidad Tectónica de Parapanda-Hacho de Loja (VERA, 1966), cuya prolongación en la Hoja de Granada correspondería a los afloramientos de Pedrizaguilla y posiblemente a Sierra de Moclín. En su segunda etapa se superpondrían los flyschs circumbéticos al conjunto anterior, con una dirección de desplazamiento similar a la primera, y por último se produjo una etapa de esfuerzo principal dirigido hacia el Sur que trajo como consecuencia la formación de fallas inversas de ésa misma vergencia (retrocabalgamiento).

Las estructuras vergentes al Sur tanto pliegues como fallas inversas presentes en la Hoja de Granada, se interpretan asociadas a ésta última fase tectónica.

Durante algunos de éstos primeros impulsos en las bases de las series subbéticas, debieron de alcanzarse condiciones de metamorfismo regional de grado muy bajo, reconocibles hoy día en las rocas ígneas del Trías y Lías Inferior.

A partir del Mioceno Superior la dinámica es mucho más relajada y ha dado lugar a la formación de importantes áreas subsidentes, en las que se han alojado los materiales de la Depresión de Granada. Las fallas que colindan tales áreas se pueden agrupar en tres familias: N 70° - 80° E, N 10° - 30° E Y N 30° - 60° O.

Las dos últimas son las que perfilan los relieves adyacentes a la Depresión y a Sierra Elvira, presentando en ambos casos superficies de fracturas muy bien expuestas y preservadas. Del estudio de las estriaciones existentes, se deduce que al menos han existido tres etapas de movimiento principales, una de ellas con un importante componente de salto en dirección.

Estas fracturas presentan saltos muy importantes, incluso en épocas recientes, baste decir que el salto necesario para trasladar los materiales de la Formación Alhambra desde sus cotas actuales a debajo del Cuaternario recientes, es cercano a 300 m, o que el aluvial ligado al río Genil, de edad Pleistoceno Medio-Superior-Holoceno, presenta en algunas zonas potencias superiores a 250 m, según datos geofísicos.

Las fracturas de dirección N 70º-80º E apenas si tienen relevancia aparente, pero existe una serie de deformaciones de materiales recientes alineados según esa dirección y localizados entre el Norte de Escóznar y el Pantano de Cubillas, que han sido asociados a la traza del accidente Cádiz-Alicante (SANZ DE GALDEANO, 1983). Por otra parte, según ésta dirección se alinean en ésta Hoja y en la de Montefrío (1008) zonas subsidentes que durante el Mioceno Terminal-Pleistoceno Medio estuvieron ocupadas por facies lacustres y que también se han interpretado como otro efecto de tal accidente.

De lo comentado hasta ahora para los materiales de la Depresión de Granada, se podría deducir que desde su instauración ha existido una tectónica distensiva, pero lo cierto es que el estudio de los esfuerzos que han dado lugar a varias deformaciones mayores y otras de menor rango, como son estriaciones en cantos calcáreos, indican que en ésta época han existido dos etapas compresivas, una de dirección de ejes de máximo esfuerzo prácticamente N-S. y otra casi perpendicular, que en el estado actual de conocimientos no se pueden separar claramente entre sí cronológicamente.

3. GEOMORFOLOGIA

Los rasgos geomorfológicos de la Hoja de Granada están representados en el plano adjunto a escala 1:100.000.

3.1. DESCRIPCION FISIOGRAFICA

El área comprendida dentro de la presente Hoja está ocupada por los materiales pertenecientes a la Depresión de Granada, aflorando en sus bordes retazos de las diferentes unidades estructuradas tanto Béticas como Subbéticas.

A grandes rasgos, pueden distinguirse tres tipos de relieves estrechamente relacionados con la naturaleza de los materiales, que constituyen el substrato e influenciados por su estructura geológica.

Dentro de los materiales que constituyen la Depresión de Granada, pueden diferenciarse dos tipos de relieve en base a su morfogénesis reciente. Por un lado se distinguen los que integran la Vega de Granada, que ocupa unos 135 Km² en la Hoja y se caracteriza por la acumulación de materiales aluviales recientes y por otro, los relieves predominantemente erosivos que afectan a sedimentos terciarios recientes y/o cuaternarios. Estos últimos sobrepasan los

1200 m. de cota en la región oriental, cerca de Puerto Lobo, y descienden hasta los 550 m. en el borde occidental, cerca de la localidad de Láchar.

Incluidos en los relieves primeros, hemos distinguido dos unidades denominadas Vega Alta y Vega Baja. La primera circunda a la segunda y está formada principalmente por los materiales detriticos que forman amplios conos de edad atribuible al Pleistoceno Superior. Estos presentan una suave pendiente hacia el curso del Genil. La segunda unidad (Vega Baja) está formada por los sedimentos ligados al río Genil, que configuran una superficie plana con un suave desnivel del 4% según la dirección del río Genil, oscilando sus cotas entre los 620 m, a la altura de Granada, y los 535 m. al finalizar su trazado en la Hoja, cerca de Láchar.

Un tercer tipo de relieve lo constituyen los materiales tanto paleozoicos como mesozoicos, donde se presentan los parajes más escarpados de la Hoja. Están situados próximos a los márgenes de la misma, a excepción de Sierra Elvira que se sitúa en el centro de ella.

Las Sierras de Alfacar y Víznar (1606 m) y Sierra de la Yedra (1486 m) corresponden al Complejo Alpujárride, y la Sierra de Cogollos (1663 m), y pequeños afloramientos de la Sierra de Alfacar, a la Dorsal Bética.

Dentro de los relieves que pertenecen a las Zonas Externas se encuentra Sierra Arana (1691 m) Sierra de Moclin (1307 m) y Pedrizaguilla (921 m) correspondientes al Subbético Interno, y los relieves constituidos por Sierra Elvira (1102 m) que se enmarca dentro del Subbético Medio y que se dispone a modo de isla rodeada por los materiales neógenos.

El tipo de relieve que muestran éstas sierras viene condicionado fundamentalmente tanto por la naturaleza carbonatada del substrato como por el tipo de estructura que presentan, que le infiere la dirección de sus alineaciones aproximadamente NE-SE. coincidentes con las direcciones estructurales típicas de Cordillera Bética. Estas sierras presentan una morfología de pendientes pronunciadas que culminan generalmente en escarpes rocosos.

La ciudad de Granada, se asienta en el borde de las dos unidades de la Depresión (Vega y relieves colindantes) al igual que Atarfe, Pinos Puente, Pulianas, Peñigros y Albolote. Otros núcleos se encuentran en la misma Vega como Santa Fé, Maracena, Fuente Vaqueros, Valderrubio y Chauchina, y otros sobre materiales neógenos y cuaternarios como El Fargue, Alfacar, Cogollos, Vega, Guevérar, Chaparral, y Deifontes y finalmente otros como Tíena la baja y los Olivares se sitúan sobre materiales cretácicos.

La red hidrográfica, pertenece a la cuenca del río Genil que discurre 23 Km por la mitad meridional de la Hoja, desde las inmediaciones de Granada hasta el Oeste de Láchar, actuando de eje vertebrado de la Vega de Granada.

Sus afluentes principales por la derecha son el Darro (que cruza Granada), el Cubillas, junto con el Colomera y el Frailes. Por la margen izquierda recibe los ríos Dílar, justo en el borde de la Hoja, y el Salado que antes de su confluencia discurre también por la Vega, (desde Santa Fé hasta las inmediaciones de Cijuela).

Todo el trazado del río Genil, al cruzar la Vega de Granada, ha sido

MAPA GEOMORFOLOGICO

GRANADA

1009
19-41

LEYENDA



TOPOGRAFIA

- △ 742 Vértice, cota
- Núcleos urbanos
- Carretera
- Curso permanente de agua
- Coto
- Embalse

FORMAS ESTRUCTURALES

- Superficie estructural
- Escarpa estructural
- Fractura con incidencia morfológica
- Espacio racoso
- Zona endorreico

KARST

- Compo de pequeñas dolinas
- Lecho de inundación y terraza bajo
- Borda de terraza escalonada

TERRAZAS

- | | | |
|-------------|--------------|-------------|
| RIO GENIL | RIO COLOMERA | RIO FRAILES |
| Terraza I | Terraza I | Terraza I |
| Terraza II | Terraza II | Terraza II |
| Terraza III | | |

- | | |
|---------------------------------------|---------------------------------|
| Vega alta | Vega baja |
| Garganta fluvial | Escarpa erosiva |
| Córeavas | Conos de desecación |
| Incisión por curso erosivo | — Curso secundario sin incisión |
| ↔ Fondo plano, en forma de V. en cuna | |

MORFOLOGIA DE VERTIENTES

- Tela de derrumbes
- Cicatriz de desprendimiento
- Desprendimiento en flujo
- Glacia de erosión
- Glacia mixto

PROCESOS EDAFICOS

- Castros

encauzado artificialmente, en primer lugar para evitar las inundaciones periódicas y en segundo lugar para derivar su caudal con fines agrícolas, mediante innumerables acequias que aprovechan igualmente el agua de todos los afluentes que confluyen en ellas.

Otra forma de regularizar los caudales del río Genil y del Cubillas es mediante embalses. En la Hoja está ubicado el Embalse del Cubillas que ocupa una extensión de 2 Km². Ya fuera de la Hoja de Granada (Guejar Sierra 1027) se encuentra el embalse de Canales (sobre el mismo Genil) y el Embalse de Quéntar (sobre el río Aguas Blancas, principal afluente del Genil en su parte alta).

La dirección de la red de afluentes principales del Genil, sigue un trazado que en general coincide con direcciones N-S, como el caso del río Frailes y río Colomera, o bien con direcciones aproximadas E-W., como ocurre en el curso bajo del río Colomera o del curso del río Cubillas en la parte norte de la Hoja. El río Darro muestra un claro ejemplo de cambio de dirección de N-S. a E-W. a su paso por Jesús del Valle.

La red de cauces de orden menor a los citados y que ocupan la mitad septentrional de la Hoja, manifiestan claramente las dos direcciones antes mencionadas. En la mitad inferior, en su parte oriental, los cauces de igual orden, siguen una dirección predominantemente N45W. Sin duda, éstas direcciones deben estar controladas por fracturas, reflejo de la actividad tectónica que acontece actualmente en la región.

En relación con el encajamiento de los cauces, se observa una gran diferencia entre los cursos altos y medios, donde éste es de considerable importancia, en tanto que los cursos bajos, al penetrar en la Vega, presentan un encajamiento prácticamente nulo, y sus cauces se pierden debido a procesos de filtración o a procesos de captación de acequias.

Otro factor de considerable trascendencia a destacar es la intensa actividad sísmica de la región, asociada a la neotectónica, que ha facilitado la dinámica de vertientes con movimientos en masa. Estos se localizan principalmente en las áreas ocupadas por materiales terciarios y situados en el tercio oriental de la Hoja, con efectos catastróficos en algunos casos.

3.2. SISTEMAS MORFOGENETICOS

El estudio de la morfogénesis del relieve en la Hoja de Granada permite distinguir cuatro sistemas morfogenéticos, entendiendo como tales al conjunto de acciones que configuran un proceso determinado, y dentro de ellos, las diferentes unidades morfogenéticas como áreas con entidad cartográfica, en las que el proceso y la forma están relacionadas genéticamente.

Cabe resaltar con especial relevancia los sistemas fluvial, de vertientes y kárstico, pasando a un segundo plano los procesos edáficos en cuanto a su menor influencia en la morfología actual. La incidencia demográfica sobre la región de Granada aconseja incluir la acción antrópica como epígrafe independiente, ya que en gran parte de la Hoja, el relieve presente ha sido

remodelado por las tareas de laboreo agrícola del hombre. Este apartado será tratado dentro de la Dinámica Actual.

Todos éstos procesos actúan sobre estructuras y litologías que a veces imponen al relieve unos rasgos determinados, que no dependen directamente del proceso modelador y sí, como condicionantes de cada uno de los sistemas citados.

Este el caso de las formas estructurales, que si bien en la leyenda del mapa geomorfológico han sido separadas, no merecen un comentario mayor.

3.2.1. Sistema Fluvial

Dentro de éste Sistema hay que prestar especial atención a los sistemas de terrazas y lechos actuales de inundación, así como a la existencia de conos de deyección.

Lo que hemos denominado Vega Baja constituye el antiguo lecho de inundación del río Genil, si bien hay que admitir que muy probablemente encierre a su vez algún nivel de terraza hoy degradado por la acción antrópica. Está constituido generalmente por materiales detriticos finos con pasadas de arenas y localmente conglomerados.

El sistema de terrazas incluye tres niveles asociados al río Genil y perfectamente detectables en el extremo occidental de la Hoja. Están comprendidas todas ellas entre los 4 y 20 m, del cauce actual.

En el Río Colomera se han detectado dos niveles de terrazas, que serían correlacionables con las dos más recientes del Río Genil. Están bien representadas al Norte de Sierra Elvira, en el tramo comprendido entre, Caparacena y Pinos Puente.

El Río Frailes por su parte, presenta un nivel de terraza a unos 4 m del cauce actual, correlacionable con el nivel más moderno, perteneciente a los sistemas de los ríos anteriormente citados.

Los conos de deyección está representados fundamentalmente al Norte de la Carretera que va de Illora a Pinos Puente, en las estribaciones sur y éste de Sierra Elvira, y en todo el contacto entre los materiales pliocuaternarios de la Depresión de Granada y los materiales aluviales recientes del río Genil. Estos últimos sistemas, situados en la zona que abarca desde el Norte de Albolote hasta el Este de Pulianas, constituyen el área que se ha denominado Vega Alta.

Están formados por materiales detriticos de la misma naturaleza que las litologías de los relieves circundantes, presentan una granulometría decreciente a medida que nos alejamos de sus cabeceras.

Es de notar la existencia de paleosuelos desarrollados sobre éste sistema de conos, pudiéndose detectar hasta ocho niveles, descritos en el capítulo de estratigrafía.

3.2.2. Sistema de Vertientes.

Dentro del Sistema de Vertientes, hay que distinguir tres unidades morfogenéticas diferentes, que por orden de importancia cartográfica serían; los glaciares, los deslizamientos y los derrubios de ladera. Estos dos últimos en ocasiones pueden asociarse y constituir unidades mixtas.

Dentro de los glaciares, entendiendo como tales a unidades morfogenéticas en sentido estricto, se han distinguido dos tipos; de un lado los denominados glaciares de erosión y de otro los denominados mixtos (con erosión y depósito).

Los primeros están representados en el sector más meridional de la Hoja, al Sur de Chauchina y Santa Fé, instalados sobre materiales plio-pleistocenos de facies fluviales. Configuran una superficie topográficamente homogénea, con una suave pendiente hacia el Norte, que no excede en ningún caso de los 5 grados. Estos glaciares erosivos se extienden desde la vecina hoja de Padul situada inmediatamente al Sur, y queda solamente representada en nuestra Hoja la terminación septentrional de los mismos. El carácter erosivo de estos glaciares se pone de manifiesto al quedar viselados en su superficie los materiales infrayacentes del substrato detrítico.

El segundo tipo de glaciares, bien representados en el sector norte y centro de la Hoja, se instala de igual forma sobre idénticos materiales que el caso anterior. El mecanismo de regularización de la vertiente consiste en un doble proceso de erosión-depósito sobre una topografía inicialmente irregular y escalonada por la acción de fallas normales de pequeño salto. El efecto final es la generación de superficies homogéneas con suaves pendientes hacia el centro de la cuenca. Sobre éstas superficies se ha instalado posteriormente una red superficial de arroyos que a medida que se desciende de cota, tienden a incrementar su carácter erosivo, pasando de suaves acanalamientos en cotas superiores, a auténticos abarrancamientos encajados hasta 60 m. a cotas más bajas.

Los fenómenos de deslizamiento dentro de la Hoja de Granada pueden clasificarse en dos grupos, por un lado las coladas de barro, por otro los desprendimientos en grandes bloques.

Los primeros están ligados a todos los materiales margosos y su génesis va íntimamente ligada a procesos de solifluxión. Estos procesos tienden a equilibrar y modificar las vertientes, que originan morfologías convexas y lobuladas en las partes bajas de las laderas, y formas cóncavas en áreas topográficamente más altas, correspondientes al área fuente del material deslizado.

Estos fenómenos están representados fundamentalmente al Norte de Casanueva, así como en la margen derecha del río Frailes asociados a los materiales miocénicos de la unidad alóctona circumbética. También se observan igualmente, al Sur de Olivares asociados a los materiales cretácicos del Subbético Interno e igualmente al Sur de Deifontes y Sur de Calicasas, ligados a los términos lacustres del Mioceno de la Depresión de Granada.

Los desprendimientos en grandes bloques se producen fundamentalmente

en las estribaciones de la Sierra del Castillo, en las inmediaciones de Guevérar y Nívar y en el margen derecho del río Genil, donde materiales de alta competencia (calizas oncolíticas, conglomerados cementados, etc), se superponen a materiales margosos que pueden alcanzar un alto grado de plasticidad. Son deslizamientos complejos que en cabecera empiezan como rotacionales y al pie de la ladera pasan a flujo, por trituración progresiva de los materiales que se han desplazado en ocasiones hasta 1 Km de distancia de su punto de origen.

Los derrubios de ladera constituyen en la mayoría de los casos los sedimentos detriticos; éstos ocupan las áreas más bajas de los diferentes relieves y su génesis va intimamente ligada a la naturaleza del substrato que las alimenta. De igual modo, la deformación de los materiales de carácter margoso está ligada a procesos de solifluxión o de arroyada difusa. Estos derrubios aparecen generalmente asociados a los materiales terciarios y/o pliocuaternarios al Norte del Parque de Invierno y en las proximidades de Alfacar, Víznar y el Fargue.

Cuando la ladera está constituida por materiales más competentes, como es el caso de las calizas y dolomías de los relieves mesozoicos y paleozoicos, se producen formaciones de brechas originadas por una dinámica criotermoclástica que ha favorecido mediante la fragmentación, procesos de acumulación gravitatoria al pie de los escarpes. Magníficos ejemplos de éstos fenómenos, pueden observarse al Norte de Sierra de Alfacar, borde Sur de la Sierra de Moclin y parte oriental de Sierra Elvira.

3.2.3. Sistema Kárstico

El desarrollo de procesos kársticos tiene lugar denteo de la Hoja de Granada, en aquellos materiales susceptibles de disolución, como pueden ser los materiales calcáreos de las diferentes unidades.

Dentro de las formas kársticas de absoción más frecuentes que aparecen, están las pequeñas dolinas, de diámetro inferior a 20 m. que se presentan agrupadas y en cartografía se han diferenciado como campos de dolinas. Estas, presentan en su fondo los típicos rellenos de material carbonatado sin disolver.

Formas menores de disolución superficial son los microlapiaz y lapiaz de mediano y escaso desarrollo, cuyas morfologías más frecuentes se desarrollan sobre calizas más o menos puras.

Como formas de emisión se pueden citar las surgencias; de entre ellas, la más importante es la de Deifontes que drena Sierra Arana con caudales próximos a 1000 l / seg. Son de destacar los manantiales asociados al acuífero de la Sierra de Alfacar, de entre ellos Fuente Grande, Fuente de Guevérar y Fuente de Nívar, arrojan un caudal medio de 400 l / seg.

En relación con ésta u otras surgencias próximas, se han generado formaciones travertínicas que se disponen adosadas en todo el borde de la Sierra de Alfacar y Sierra de la Yedra a la cota 1.100 m. Sobre parte de ésta formación travertínica se asienta la población de Alfacar.

Las formas propias de la actividad kárstica subterránea no son excesivamente abundantes. Hay que mencionar la Sima de la Raja Santa en Sierra Elvira, donde el rasgo más llamativo es su gran desarrollo vertical y el carácter termal y sulfurado de las aguas. También cabe citar la Cueva del Agua en la Sierra de Alfacar, de menores proporciones en su conjunto que la anterior.

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 su funcionamiento, tanto de forma subaérea como subterránea, aunque las condiciones climáticas actuales permitan deducir una cierta ralentización de los mismos, comparado con épocas anteriores más húmedas y frías.

En la red de drenaje se observa, por una parte una gran profusión de cauces y una fuerte incisión lineal en los afluentes del Genil, que han llegado a excavarse hasta 240 m., en el caso del río Darro, 180 m. para el Beiro y 60 m. para el río Blanco, originando pendientes que pueden llegar a alcanzar valores del 80%.

Otro hecho notable en la red es la localizada tendencia al retroceso en cabecera, como ocurre en el río Darro y la generación de relieves tipo cárcavas (bad lands), allí donde aflora un substrato de naturaleza impermeable.

Estos fenómenos permiten deducir el fuerte carácter erosivo de los afluentes principales de Genil. Este carácter erosivo es más patente en aquellas áreas que pueden estar sufriendo levantamientos diferenciales respecto a la Vega de Granada, área actualmente subsidente en su parte central.

Aunque la regularización de los caudales de algunos ríos como el Genil y el Cubillas, han hecho que las crecidas estacionales sean menos afectivas a nivel de procesos actuales y subactuales, 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 lo que sería la dinámica normal de las áreas con clima mediterráneo, sobre todo en los valles más angostos de los afluentes del Genil.

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

Por otra parte hay que hacer notar que la Ciudad de Granada y la población dispersa de la Vega, han provocado modificaciones del relieve por acciones urbanísticas y agrícolas, que en algunos casos modifican la acción morfológica, generadora de las primeras formas, anteriores a la ocupación humana. Como ejemplo más destacable puede citarse la canalización del río Genil a su paso por la Vega, así como las pequeñas acequias que canalizan el agua de los afluentes, han creado una nueva dinámica en ella. De las periódicas inundaciones con sedimentación de finos de decantación en casi toda la Vega, se ha pasado a crear un curso erosivo con tendencia al encajamiento, por aumento del nivel

y por tanto de velocidad, sobre el lecho del río. Otro ejemplo puede ser la existencia de grandes áreas asfaltadas o construidas que aumentan los caudales punta de desague, al evitar la infiltración, lo que trae como consecuencia un aumento de la acción torrencial en sus drenajes.

En cuanto a la dinámica de vertientes se refiere, los procesos generadores descritos en el apartado de sistemas morfogenéticos, 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 confiarce y producirse efectos catastróficos. Los casos históricos más recientes es la desaparición del antiguo pueblo de Guevérar, coincidiendo con los terremotos de 1866, que provocaron los grandes desprendimientos que aún hoy son observables. Más recientemente pueden ser citados los desprendimientos en las márgenes del río Darro y río Beiro, perfectamente obsevables, con un funcionamiento dinámico en la actualidad, 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 las laderas por la construcción de terrazas en zonas propensas a los deslizamientos, encierra un alto riesgo ya que al facilitar la infiltración puede catalizar procesos de desprendimientos en cadena, de consecuencias imprevisibles y muy probablemente catastróficas.

La elevada sismicidad de la zona de la que se adjunta listado en información complementaria, aumenta si cabe más riesgo potencial de desprendimientos y movimientos en masa.

4. HISTORIA GEOLOGICA

En la Hoja de Granada se localizan materiales que se han depositado y estructurado en dominios muy distantes entre sí, y es a partir del Mioceno Inferior cuando se aproximan por efectos tectónicos y siguen una historia común.

La historia de los conjuntos litológicos asignados a las Zonas Internas se remontan hasta el Paleozoico. En el debió de existir una sedimentación pelítica en una cuenca marina, que mostraba una marcada influencia continental en el Complejo Maláguide. Los efectos de la Orogenia Hercínica en éstos materiales no es bien conocida, en los alpujárrides es posible que produjera una etapa de maetamorfismo, pero ésta de haber existido, ha sido obliterada por posteriores etapas deformacionales y de blastesis de origen alpino. En el conjunto Maláguide la influencia de ésta orogenia se dejaría sentir en el rejuvenecimiento de relieves próximos que dieron lugar a las intercalaciones conglomeráticas.

En el Pérmico y Trías Inferior y Medio se desarrollaron sedimentaciones eminentemente detriticas en los dominios Dorsalianos y Maláguide, mientras que persisten en los depósitos pelíticos en el Alpujárride.

En el Trías Superior se instaura una extensa y monótona plataforma carbonatada que abarcaría los tres complejos y que hacia áreas extensas (Subbéticas), tendrían su homólogo en formaciones detrítico-lutíticas fluviales y de lagoon evaporítico, con episodios marinos de sedimentación carbonatada poco profunda (dolomías), en un clima árido, seco y caluroso.

A partir de esa edad no se posee registro en los materiales maláguides y alpujárrides.

En el Lías Inferior (en el Subbético y en la Dorsal) se registra una sedimentación carbonatada típica de plataforma, que debió ser similar a la existente en el Trías Superior en dominios más internos. Esta plataforma a nivel del a nivel del Sinemuriense presentaba zonas más deprimidas o de ambiente pelágico que se localizaban en el ámbito de la Dorsal Externa y de forma restringida en el Subbético Medio (Sierra Elvira). En el Carixiense la sedimentación en el Subbético se uniformiza con depósitos de marcada influencia mareal (caliza de crinoides), mientras que las áreas más internas, adquieren carácter pelágico de forma generalizada que se mantendrá hasta el Paleógeno.

A partir de esta edad en el dominio Subbético comienza a diferenciarse un sector con sedimentación de surco, de otro con características de umbral que corresponden a los dominios Medio e Interno respectivamente, y que se mantendrán hasta el Cretácico en el que se homogeniza la sedimentación en la facies de surco.

Desde el Cretácico y hasta el Mioceno Inferior se crea entre la Zona Subbética y la Dorsal, una área subsidente que es ocupada por materiales pelágicos de carácter turbidítico e incluso por facies de fondo oceánico.

En el Eoceno Superior se registra una fuerte inestabilidad en la Dorsal Bética, materializada por la deposición de material detrítico, que es sin duda el reflejo de los impulsos que en los Complejos Alpujárride y Maláguide produjeron el metamorfismo y/o superposición de mantos, pero no es, sino hasta el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior cuando se produce la estructuración definitiva de las Zonas Internas y su emplazamiento frente a la Zona Subbética.

Este evento debió de coincidir en gran medida con el plegamiento de la Zona Subbética, y la extrusión y/o obducción de buena parte de la Zona Circumbética, que en la presente Hoja está representada, además de la Dorsal por lo que se ha denominado flyschs circumbénticos.

En el Mioceno Superior se desarrolla una transgresión marina, así como una surrección de relieves que dan lugar a una importante avalancha conglomerática que se adosa a los bordes de la cuenca. Hacia la parte media del Tortoniano superior la cuenca marina se continentaliza y es sustituida por una cuenca endorreica de sedimentación lacustre, ampliamente desarrollada, aunque marginalmente se hace sentir la presencia de los relieves próximos.

En el Mioceno terminal debió ocurrir un rejuvenecimiento del relieve y/o cambio climático importante, que condicionó la instauración de un régimen fluvio-lacustre, con importantes aparatos fluviales proveniente de Sierra Nevada por el Sureste; Sierras de Cogollos, Arana, Alfacar y Víznar por el Este, y finalmente de las ubicadas al Norte de la depresión. En áreas cercanas a la traza del accidente Cádiz-Alicante y propiciadas por la subsidencia que

produce, se localizarían zonas húmedas de carácter lacustre más o menos continuado.

Durante ésta época se produjo un basculamiento del sector suroriental de la Hoja, ligado posiblemente a una surrección de Sierra Nevada. El nuevo relieve fue ávidamente erosionado y dió lugar a la deposición del "Conglomerado de la Alhambra", en discordancia sobre terrenos anteriores.

En el Pleistoceno Medio-Superior se reactivaron y/o crearon fracturas de importante salto que fueron, y actualmente están siendo, llenadas por los aportes del río Genil y subsidiarios.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINAS Y CANTERAS

En los conjuntos litológicos aflorantes en la presente Hoja no se conocen mineralizaciones que en la actualidad presenten interés económico.

Los escasos indicios reconocibles se centran en los depósitos detríticos de la Formación Alhambra, donde ya los romanos lo explotaban por su contenido en oro, y en el aluvial del río Darro, por idéntico motivo.

Las canteras centran su explotación en áridos para la construcción, en rocas ornamentales y en la extracción de sedimentos finos útiles para ladrillería, aunque hasta hace poco también existían en Sierra Elvira, canteras que suministraban materia prima para la industria cementera.

Los áridos se obtienen fundamentalmente de las dolomías liásicas subbéticas, en las que su alto grado de fracturación facilita en gran medida su aprovechamiento, haciéndose en muchos casos innecesarias la utilización de explosivos para su arranque. Áridos de grano redondeado se obtienen de graveras existentes en varios puntos de la "Formación Alhambra" y en depósitos aluviales actuales.

El nivel de calizas de crinoides del Carixiense aflorante en Sierra Elvira, es intensamente explotado por varias canteras, que lo extraen en bloques para su posterior manufacturación como roca ornamental.

Las extraacciones para surtir de materia prima a industrias ladrilleras, se centran fundamentalmente en Jun donde se explotan unas lutitas micáceas y de forma más aislada lutitas rojas del Pliocuaternario.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Dentro de los materiales presentes en la Hoja se puede hacer una distinción entre los permeables y los impermeables. Los primeros son los que permiten el tránsito y almacenamiento de agua en su seno, pudiendo constituir acuíferos, mientras que los impermeables no lo hacen.

En el ámbito del estudio realizado se pueden diferenciar dos tipos de materiales permeables: los que se encuantran intensamente fracturados y/o afectados por procesos de karstificación y los que presentan una porosidad primaria intergranular.

Los primeros incluyen los afloramientos carbonatados que afloran en los sectores nororiental, noroccidental y central de la Hoja, mientras que los segundos se refieren a los sedimentos detriticos de la Depresión de Granada, aunque de entre éstos últimos sólo Vega baja (aluvial ligado al río Genil), presenta verdadero interés hidrogeológico.

Las dolomías alpujárrides y las calizas dorsalianas subyacentes, constituyen un importante acuífero del que sólo está representado en la Hoja su sector occidental. En éste se sitúan sus principales puntos de salida como son: Fuente Grande, Fuente de Nívar, Fuente de Guevérar, etc, ubicadas todas ellas a la cota 1.100 m, que debe corresponder con la posición del nivel piezométrico en el sector. Los caudales medios evacuados por éstas, y otras surgencias de menor entidad se aproximan a 400 l / seg.

Los afloramientos de la Dorsal forman un acuífero muy compartimentado, que presenta su principal salida en la Fuente de Catacena, en las inmediaciones del Instituto de Enseñanza Media de Cogollos-Vega. Su funcionamiento hidrogeológico aún no es bien conocido, pero parece que cada una de las escamas presentes, presenta esquemas propios.

Los afloramientos calcáreos de Sierra Arana, al igual que los alpujárrides sólo están presentes en su extremo occidental, donde se ubica su principal área de descarga. Esta se sitúa en los manantiales de Deifontes, a la cota 700 y con caudales de 700-1000 l / seg, que actualmente se encuentran regulados por una batería de sondeos.

El acuífero de Sierra Elvira se encuentra conectado con el del aluvial de la Vega de Granada, presentando ambos un nivel piezométrico común. No obstante deben de existir sectores de funcionamiento independiente y de circulación hidráulica profunda, que originan surgencias termales y con aguas cargadas en sólidos disueltos.

El acuífero de la Vega de Granada coincide en el espacio, con lo que se ha denominado en la presente Hoja la "Vega baja" o el aluvial del río Genil. Su alimentación se produce además de por la infiltración directa del agua de lluvia, por la percolación de los caudales provenientes de Sierra Nevada y sus salidas por diversos manantiales, localizados a la altura de Santa Fé o bien mediante bombeo.

En los últimos años se ha dejado sentir una degradación generalizada de las aguas debidas a contaminaciones de tipo urbano y agrícola.

El acuífero presenta unos recursos anuales del orden de 280 Hm³ y es uno de los más importantes del alto Guadalquivir.

6. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E (1974). "Depresión de Granada". *Col. Inst. Biost. Neog. Sup. y Cuat. Inf. Libro guía.*
- AGUIRRE, E. (1957). "Una prueba paleomastológica de la edad cuaternaria de los Conglomerados de la Alhambra". *Estudios Geológicos*. Vol. 13, pp. 135 - 140
- AGUIRRE, E (1958). "Novedades paleomastológicas de la Depresión de Granada y estratigrafía de su borde NE. (Alfacar)". *Estudios Geológicos*, Vol. 14pp. 107 -120.
- AGUIRRE , E (1962). "La serie estratigráfica del Neógeno de la Depresión de Granada y su contribución al género Chlamys a su caracterización". *Estudios Geológicos* Vol. 17, pp. 7 - 25.
- ALDAYA, F. (1966) "Sobre la estructura tectónica del extremo occidental de Sierra Arana y sectores adyacentes (Cordilleras Béticas, provincia de Granada)". *Acta Geológica Hispánica*, vol. 1, nº 1 pp.5 - 8.
- AZEMA., J; FOUCault, A; FOURCADE, E.; GARCIA - HERNANDEZ, M; GONZALEZ - DONOSO, J.M.; LINARES, A; 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". *Secr. Public. Univ. Granada*. 83 pags.
- BAENA, J. Y PEREZ, I. (1982). "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética s.str." *Colección informe. IGME*. 256 pags.
- BALANYA, J.C. (1982). "Las unidades de la Zona Escamas Despeñadero - Cañamaya y su relación estructural con la zona Bética y el Subbético interno (Cordilleras Béticas centrales)". *Tesis Licenc. Univ. Granada*, 90 pags, (inédita).
- BERTRAND, M Y KILIAN, W. (1889). "Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Málaga". In *Mission d' Andalousie Mem. Ac. Sc. Paris* T - XXX, p. 378 - 582. (Traducción al español: *Bol. Com. Map. Geol.* T - XVIII, pp. 257 - 447).
- BLUMENTHAL, M. Y FALLOT, P. (1935). "Observations sur la Sierra Arana entre Granade et Guadix". *Mem. Soc. Esp. Histo. Nat.* Vol. 17, 74 pags.
- BLUMENTHAL, M (1982). "L' Existence du Betique de Malaga dans la région de Grenade". *C.R.Ac.Sc. Paris* Vol.187, pp - 1059.
- 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 Ammonítico facies en the Subbética Zone (Spain) Genetic consideration". In: A. FARINACCI Y S. ELMI (eds): *Proc.Rosso Ammonítico Symposium*, Ed. *Thechnoscienza*, Roma, pp. - 61 - 76.
- BRAGA, J.C.; JIMENEZ, A.P. Y RIVAS, P. (1979). "El Jurásico de Sierra Elvira (Estudio especial del Lías medio y superior)". *Cuader. Geol. Univer. Granada*. Vol.10, pp.597 - 604.
- 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.J. Y RUIZ BUSTOS, A (1979). - "Los conglomerados de la "blockformation" et leur signification dans l' evolution néogène du bassin de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne)". *C.R.Somm. Soc. Geol. Fr. fasc.2. pa.53 - 55.*
- DABRIO, C.J. Y POLO D. (1986). - "*Interpretación sedimentaria de las calizas de crinoïdes del Carixiense Subbético*". *Mediterránea* (en prensa).
- DABRIO, C.J. FERNANDEZ, J, PEÑA, J.A., RUIZ BUSTOS, A, SANZ DE GALDEANO, C (1978). - "Rasgos sedimentarios de los conglomerados miocénicos del borde noreste de la Depresión de Granada". *Estudios Geol.* 34, pag. 89 - 97.
- DURAND - DELGA, M. Y FOUCault, A. (1967). - "La Dorsal Bétique, nouvel élément paleogeographique et structural des Cordillères Bétiques au sud de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7) vol - 9, pp.773 - 728.
- DURAND - DELGA, M; DIDON, J.; FOUCault, A. Y PAQUET, J. (1970). - "Dorsale Bétique". In: BOURGOIS *et al* (1970): Donnes nouvelles en la Géologie des Cordillères Bétiques. *Ann.Soc.Geo.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 séries détritiques de la terminaison orientale du bassin de Grenade (Espagne méridionale)". *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 Tortonienne 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.
- FONTBOTE, J.M. Y GARCIA - DUEÑAS, V. (1968). "Essai de systematisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des chaînes Bétiques". *C.R.Ac.Sc.Paris*, vol - 226, pp. 186 - 189.
- FOUCault, A (1976). - "Complements sur la géologie de l' Ouest de la Sierra Arana et des environs (prov. Grenade, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7), Vol. -18, pp.649 - 658.
- FOUCault, A. Y PAQUET, J. (1970). - "La Structure de l' Ouest de la Sierra Arana (province de Grenade Espagne)". *C.R.Ac.Sc. Paris*. vol - 271,pp.16 - 19.
- GARCIA DUEÑAS, V. (1966). - "Individualización de diversas unidades

- alóctonas en la Zona Subbética (transversal de Granada)". *Acta Geológica Hispanica*. Vol. - 1 nº 3, pp - 11 - 14.
- GARCIA - DUEÑAS, V. (1976b). - "La Zona Subbética al norte de Granada". *Tesis Univ. Granada* (inédita).
- GARCIA - DUEÑAS, V. (1968). - "Hipótesis sobre la posición tectónica de la Sierra Arana (Granada)". *Acta Geológica Hispánica*, vol. - 3. pp.9 - 13.
- GARCIA - DUEÑAS, V. (1969a). - "Consideraciones sobre las series del Subbético interno que rodean la depresión de Granada (Zona Subbética)". *Acta Geológica Hispánica*, Vol. 3pp - 9 - 13.
- GARCIA - DUEÑAS, V. (1969b). - "Les unités allochtones de la Zone Subbétique, dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne)". *Rev. Geogr. Phys et Geol. Dyn.* Vol. 11, pp.211 - 222.
- GARCIA - DUEÑAS, V. (1971). - "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 991 (Iznalloz) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000". *IGME*, primera serie, 16 pags.
- GARCIA - DUEÑAS, V. Y GONZALEZ - DONOSO, J.M. (1971). - "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1009 (Granada) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000" *IGME* primera serie, 16 pags.
- GARCIA - DUEÑAS, V. Y NAVARRO, F. (1976). - "Alpujárrides Malaguides et autres unités allochtones au nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie)". *Bull. Soc. Geol. France* (7), Vol - 18 pp.641 - 648.
- GARCIA - DUEÑAS, V. Y NAVARRO, F. (1980). - "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1010 (La Peza) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000". *IGME* plan Magna, 83 pags.
- GARCIA - HERNANDEZ, M.; GONZALEZ - DONOSO, J.M.; LINARES, A.; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1976). - "Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera". In: Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética, *Secr. Publ. Univ. Granada*, pp.125 - 175.
- GARCIA - HERNANDEZ, M; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1979). - "Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, Vol - 10, pp - 557 - 569.
- 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 Miombo*. Vo. - 59, pp.155 - 168.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. Y VERA, J.A (1979a). - "El Lías 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. Ibérica*, Vol - 2, pp - 55 - 59.
- 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.
- JEREZ, F.(1981). - "Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas". *Bol. Geol. Min.* vol. - 92, pp - 1 - 18.
- IGME (1981) . - "Explotación Geológico - Minera de la Cuenca Lignitífera de Granada". *INGEMISA*, 3 Tomos, 53 figuras.
- IGME - FAO (1972). - "Proyecto piloto de Utilización de Aguas Subterráneas para el Desarrollo Agrícola de la Cuenca del Guadalquivir., Utilización de las Aguas Subterráneas para la Mejora del Regadío de la Vega de Granada". *AGL SFSPA 16, Informe Técnico 2 Madrid.*
- LINARES, A, Y MOUTERDE, R. (1962). - "Observations sur le Lias de la Sierra Elvira (prov. de Grenade)". *Livre a la memoire Prof. P. Fallot, Mem. Soc. Geol. France*. Vol. 1, pp - 183 - 188.
- LINARES, A Y RIVAS, P. (1973). - "El Lias 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.
- LHENAFF, R. (1979). - "La bassin de Grenade (Andalousie, Espagne): Morphogenèse d' une cuvette intramontagneuse". *Mediterranée*. Vol - 3, pp.37 - 45.
- LHENAFF ,R. (1981). - "Recherches Geomorphologiques sur les Cordillères Bétiques Centro - Occidentales (Espagne)". *These. Univ. de Lille*. 713 p. Lille (Francia).
- LINARES, A. Y RIVAS, P. (1973). - "El Lias 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.
- MAKEL, G.H. (1985). - "The Geology of the Malaguide complex and its bearing on the geodinamic evolution of the Betic - Rif orogen (Southern Spain and Northern Morocco)". *GUAPapers of geology*. Ser. 1, nº 22, 263 paggs.
- MARTIN, J.M. (1979). - "La dolomitización basal del Lias superior subbético". *Cuader. Geol. Univ. Granada*, vol - 10, pp - 583 - 589.
- MIALL, A.D. (1977). - "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. Petrol. Geol. Mem.* 5, 579 - 604.

- NAVARRO - VILA, V, (1976). - "Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al N de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, Andalucía)". *Tesis Univ. Bilbao*.
- OLORIZ, F. (1978). - "Kimmeridgiense - Tithonico Inferior en el seactor central de las Cordilleras Béticas (Zona Subbética). Paleontología. Bioestratigrafía". *Tesis Univer. Granada*, 758 pags.
- 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 - 134.
- 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 Lias (sector central de las Cordilleras Béticas)". *Tesis Univ. Granada* (publicado resumen 77 pags. *Secr. Univ. Granada*).
- 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.
- SANDOVAL, J (1983). - "Bioestratigrafía y Paleontología del Bajocense y Bathonense en las Cordilleras Béticas". *Tesis Univer. Granada* 613 pags.
- SANTANACH, P.F., SANZ DE GALDEANO Y J.C. BOUSQUET (1980). "Neotectónica de las regiones mediterráneas de España" (Cataluña y Cordilleras Béticas).
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Est. Geol.* 3º 157 - 165.
- SANZ - GALDEANO, C. (1985). - "La fracturación del borde Sur de la Depresión de Granada (Discusión acerca del escenario del terremoto del 25 - XII - 84)". *Est. Geol.* 41, 59 - 68.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1980). - "La neotectónica del norte de la Depresión de Granada". *Est. Geol.* 36, 255 - 261.
- SANZ DE GALDEANO C. Y A. ESTEVEZ. (1981). - "Estriaciones tectónicas en cantes de conglomerados. Su estudio en las depresiones de Granada y Guadix Baza". *Est. Geol.* 37, 221 - 232.
- SORIA, J.M. et al (1984). "Evidencias de acción glaciar en la parte alta de la Cuenca del río Poqueira. (Sierra Nevada)". *1er Congreso español de Geología Segovia*
- SORIA, F. J. et al (1985). "El Glaciarismo en las vertientes meridionales de Sierra Nevada". *I Reunao de Cuaternario Iberico*. Lisboa .
- 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.* Tommo - 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. Cien. 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, 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
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-28003**



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA