

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**  
**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**  
Departamento de Geomorfología y Geotectónica



TESIS DOCTORAL

**Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema  
Central Español**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR  
PRESENTADA POR

**Alfonso González Ubanell**

Madrid, 2015

Alfonso González Ubanell

TP  
1982  
-----  
160



\* 5 3 0 9 8 5 9 2 5 2 \*  
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE

X-53-013707-X

**ESTUDIO DE LA FRACTURACION EN UN SEGMENTO  
DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL**

Departamento de Geomorfología y Geotectónica  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense de Madrid  
1982



BIBLIOTECA

**Colección Tesis Doctorales. Nº**

**160/82**

© Alfonso González Ubanell  
Edita e imprime la Editorial de la Universidad  
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía  
Noviciado, 3 Madrid-8  
Madrid, 1982  
Xerox 9200 XB 480  
Depósito Legal: M-24654-1982

Existe un ejemplar original de esta Tesis Doctoral en el Archivo General Universitario, Noviciado, 3, Madrid-8, para su consulta; en él se pueden apreciar con mayor detalle los gráficos, láminas, mapas y demás partes de la misma.



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID.

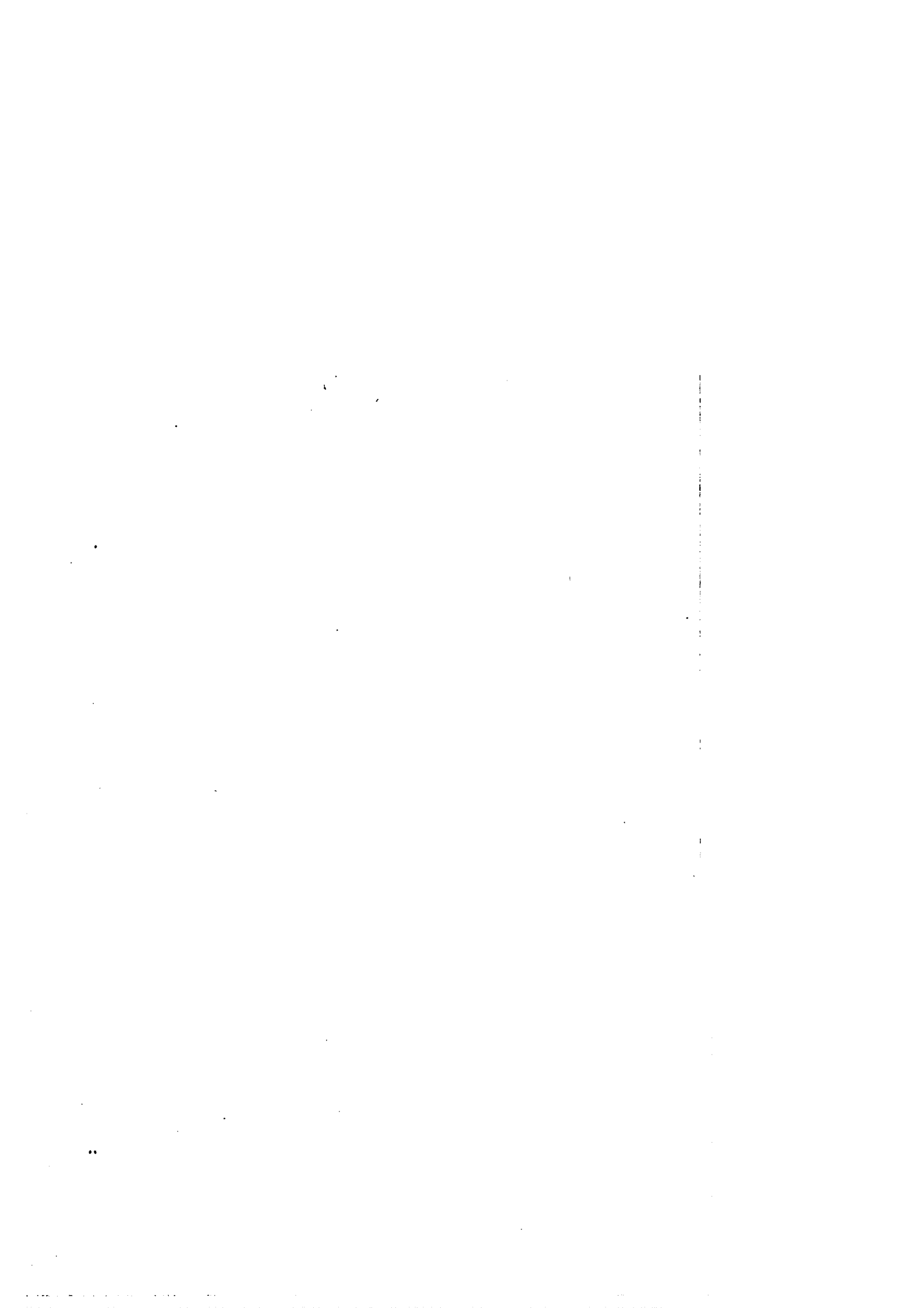
Facultad de Ciencias Geológicas.

" ESTUDIO DE LA FRACTURACION EN UN SEGMENTO DEL  
SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL "

Tesis presentada por D. Alfonso González Ubanell para optar al grado  
de Doctor en Ciencias Geológicas.

Dirigida por D. Manuel Alfa Medina.

MADRID 1980



## INDICE.

Agradecimientos . . . . .	1
---------------------------	---

### 1 ) INTRODUCCION.

1.1.- Problemas planteados . . . . .	2
1.2.- Objetivo del trabajo . . . . .	2
1.3.- Métodos empleados . . . . .	3
1.4.- Situación Geográfica y geológica . . . . .	4

### 2 ) LITOLOGIA.

2.1.- Introducción . . . . .	8
2.2.- Rocas Metamórficas.	
2.2. 1.- Introducción . . . . .	10
2.2. 2.- Afloramiento de Valdemorillo . . . . .	12
2.2. 3.- " " El Escorial-Villa del Prado . . . . .	14
2.2. 4.- " " Vegas de Matute . . . . .	14
2.2. 5.- " " Ojos Albos-La Cañada-Cebreros . . . . .	15
2.2. 6.- " " Mingorria . . . . .	16
2.2. 7.- " " Sierra Yemas . . . . .	16
2.2. 8.- " " Sierra de San Vicente. . . . .	17
2.2. 9.- " " Montesclaros . . . . .	18
2.2.10.- " " Arenas de San Pedro . . . . .	18
2.2.11.- " " Muñico . . . . .	19
2.2.12.- Tectónica . . . . .	19
2.2.13.- Carácter del Metamorfismo. . . . .	19
2.2.14.- Conclusión . . . . .	22

**2.3.- Rocas Plutónicas.**

2.3.1.- Introducción . . . . . 22

**Rocas Básicas.**

2.3.2.- Gabros y Cuarzodioritas . . . . . 25

a) Afloramientos de La Cañada y Mi-  
rueña. . . . . 25

b) " del Cerro de Casi-  
llas . . . . . 25

c) " de Los Toros de  
Guisando . . . . . 25

**Rocas Ácidas.**

2.3.3.- Granitos de dos micas pre-granito  
biotítico . . . . . 28

2.3.3.1.- Estructurados . . . . . 28

a) Granitos de la Sierra  
de San Vicente . . . . . 28

b) Granito de Sierra Ye-  
mas . . . . . 29

c) Granito de Villa del  
Prado . . . . . 29

2.3.3.2.- Sin estructurar. . . . . 30

a) Granito de Mijares . . . . . 30

b) Granito del Puerto de  
Menga . . . . . 33

2.3.4.- Granito Biotítico . . . . . 34

2.3.5.- Granitos post-granito biotítico . . . . . 35

a) Leucogranitos y granitos aplí-  
ticos . . . . . 35

b) Granitos de dos micas . . . . . 36

b-1) Stocks de Navaluenga y La  
Paramera . . . . . 36

b-2) Stocks del Berrocal . . . . . 38

2.3.6.- Granitos de posición estructural dudosa .	39
a) Granito de La Hija de Dios . . . . .	39
b)     " del Barraco . . . . .	40
c)     " de Cardeñosa . . . . .	40
2.3.7.- Relación entre sí y con las demás rocas - plutónicas del Macizo Hespérico . . . . .	42
a) Granito de dos micas pre-granito bio - títico . . . . .	42
I) Estructurados . . . . .	42
II) Sin estructurar . . . . .	42
b) Granito Biotítico . . . . .	43
c) Granitos post-granito biotítico . . . . .	43
I) Leucogranitos y granitos aplíticos . . . . .	43
II) Granitos de dos micas. . . . .	43
2.3.8.- Significado estructural de los afloramientos plutónicos . . . . .	44
2.3.9.- Conclusión . . . . .	45
 2.4.- Rocas Volcánicas.	
2.4.1.- Introducción . . . . .	46
2.4.2.- Afloramiento de La Paramera . . . . .	46
2.4.3.- Conclusión . . . . .	52
 2.5.- Rocas Filonianas.	
2.5.1.- Introducción . . . . .	52
2.5.2.- Diques de tendencia general E-W . . . . .	53
a) Pórfidos . . . . .	53
b) Lamprófidios . . . . .	56
c) Episienitas . . . . .	56
d) Aplitas y granitos con nódulos . . . . .	57

2.5.3.- Diques de dirección NE-SW. . . .	60
a) El gran dique básico del Alentejo-Plasencia . . . . .	60
b) Cuarzo . . . . .	62
2.5.4.- Diques de tendencias generales NNE y NS. . . . .	63
a) Tendencia Siemífica . . . . .	63
b) Diabasas . . . . .	65
c) Cuarzos . . . . .	66
2.5.5.- Diques con otras disposiciones . . . . .	67
a) Pegmatitas . . . . .	67
b) Granitos de dos micas . . . . .	67
c) Baritina . . . . .	68
2.5.6.- Relaciones estructurales entre estos diques y significado de las mismas . . . . .	70
a) Diques E-W . . . . .	70
b) " NE-SW . . . . .	76
c) " NNE y NS. . . . .	79
d) Otros diques . . . . .	81
2.5.7.- Conclusión . . . . .	82
2.6.- Rocas Sedimentarias.	
2.6.1.- Introducción . . . . .	83
2.6.2.- Sedimentos Cretácicos . . . . .	85
2.6.3.- Sedimentos Paleocenos y Eocenos . . . . .	88
2.6.4.- Sedimentos Oligocenos y Miocenos . . . . .	89
2.6.5.- " Pliocenos . . . . .	90
2.6.6.- Significado Tectónico de estos sedimentos . . . . .	91
2.6.7.- Conclusión . . . . .	93

### 3 ) FRACTURACION.

3.1.- Introducción . . . . .	96
3.2.- Antecedentes . . . . .	96
3.3.- Red de fracturación Tardihercínica . . . . .	100
3.3.1.- Características generales. . . . .	101
3.3.2.- Fracturas NE-SW . . . . .	102
A) Fallas del sistema 50°-60°. . . . .	104
a) Fallas corticales . . . . .	107
1- Falla de Plasencia . . . . .	107
2- Falla Meridional del Sistema Central. . . . .	109
b) Fallas de primera magnitud . . . . .	115
1- Falla de La Paramera-Cruz del Hierro. . . . .	116
2- Falla del Burguillo . . . . .	118
3- Falla del Tiétar Norte . . . . .	118
4- Falla de San Martín . . . . .	121
5- Falla de Villalba-Torrelaguna-Cogollu	
do . . . . .	122
c) Fallas de segunda magnitud . . . . .	123
B) Fallas del sistema 75°. . . . .	
a) Falla La Serrota-Becerril-Navas del Mar-	
qués . . . . .	126
b) Fracturas de Cadalso de los Vidrios. . . . .	126
3.3.3.- Fracturas NW-SE . . . . .	127
3.3.4.- Fracturas WNW-ESE. . . . .	129
a) Fallas de Avila, Taëña, Barraco, Navarre	
dondilla, Navalacruz y Navaluenga . . . . .	136
3.3.5.- Fracturas NNW . . . . .	138
3.3.6.- Fracturas N-S. . . . .	139
1- Falla Puerto del Pico-La Serrota. . . . .	144
2- Falla Lanzahita-Sierra Yemas . . . . .	145

3- Zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama. (fallas Herradón-Casillas y Cofio) . . . . .	146
3.3.7.- Fracturas NNE . . . . .	148
3.3.8.- Fracturas E-W . . . . .	154
3.3.9.- Evolución dinámica de estas redes de fracturas . . . . .	155
3.3.10- Origen de estas fracturas . . . . .	159
3.4.- Red de fracturación Alpina . . . . .	167
3.4.1.- Tectónica de Bloques en el Sistema Central . . . . .	171
1- Horst del Piélagos-El Escorial. . . . .	175
2- Graben de El Tiétar . . . . .	175
3- Horst de Gredos Oriental . . . . .	175
4- Graben del Alberche . . . . .	176
5- Graben de El Tiemblo . . . . .	177
6- Horst de La Serrota . . . . .	177
7- " de La Paramera . . . . .	177
8- " de Malagón . . . . .	178
9- Graben del Valle de Amblés . . . . .	178
10- Horst de Avila . . . . .	178
4 ) CONCLUSIONES. . . . .	182
5 ) BIBLIOGRAFIA. . . . .	188

Indice de figuras.

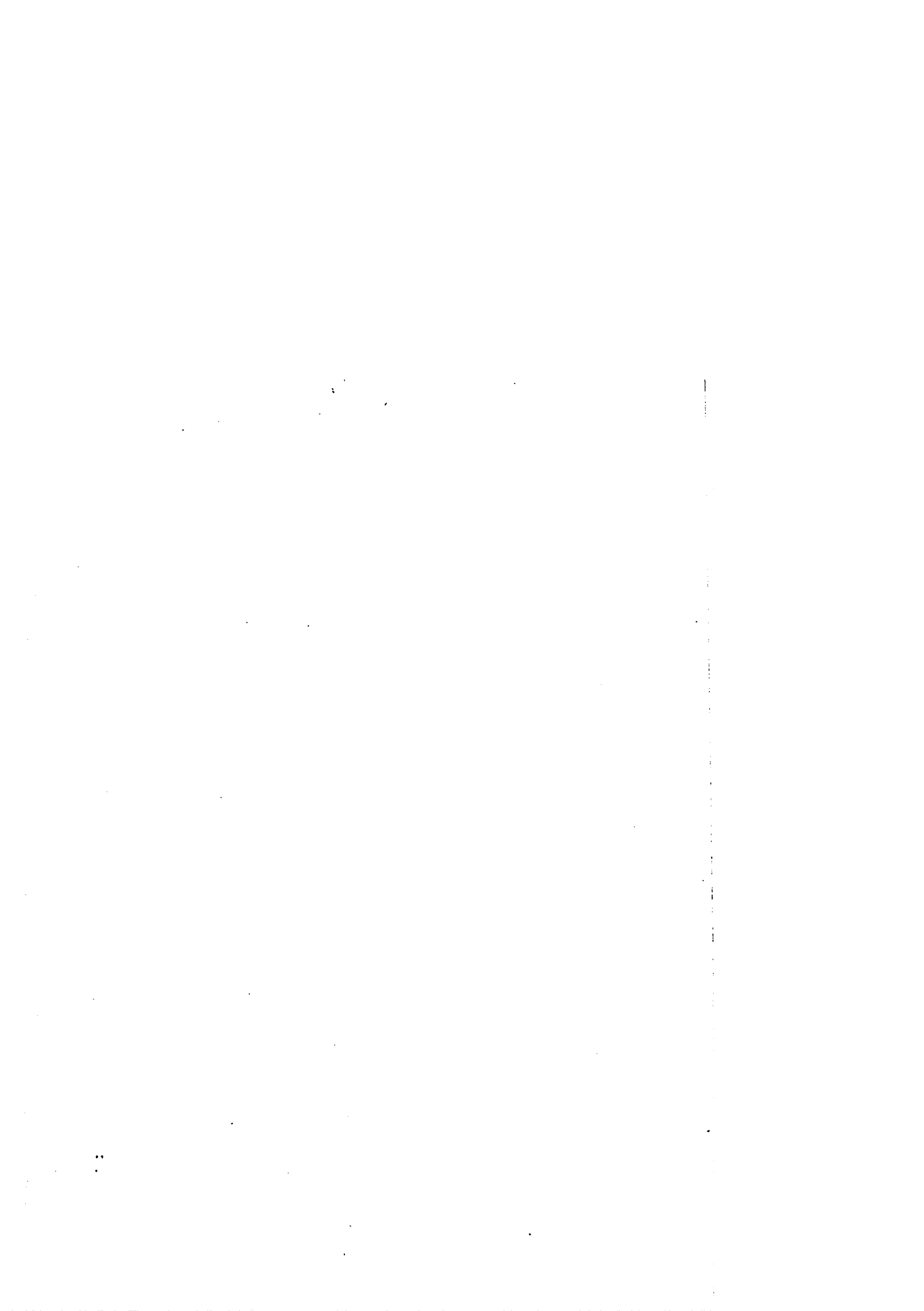
	Pag.
Fig. 1 .- Esquema de situación . . . . .	6
" 2 .- Situación aflor. metamórficos. . . . .	13
" 3 .- Domínios metamórficos. . . . .	21
" 4a.- Gabro del Cerro de Casillas . . . . .	26
" 4b.- Concreciones biotíticas . . . . .	27
" 5 .- Tipos de rocas plutónicas. . . . .	31
" 6 .- Contacto del granito de Navaluenga . . . . .	37
" 7a.- Afloramiento volcánico de La Paramera. . . . .	47
" 7b.- " " " " " . . . . .	48
" 7c y 7d.- " " " " " . . . . .	49
" 8 .- Diques porfídicos y aplíticos. . . . .	59
" 9 .- Situación de diques básicos y aflor. volcánico . . . . .	64
" 10 .- Diques de cuarzo y baritina . . . . .	69
" 11 .- Significado tectónico de los diques y pórfidos . . . . .	75
" 12 .- Falla de Plasencia . . . . .	78
" 13 .- Explicación del cuarzo inserto en fallas NE-SW . . . . .	80
" 14 y 15.- Afloramientos Mesozoicos y Terciarios. . . . .	87
" 16 .- Paleogeografía Cretácica . . . . .	92
" 17 .- Evolución morfológica del Sistema Central. . . . .	94
" 18 .- Red de fracturación NE-SW. . . . .	105
" 19 .- Falla Meridional . . . . .	112
" 20 .- Brecha de Falla Meridional . . . . .	114
" 21 .- Cuarzo en la Falla del Burguillo . . . . .	119
" 22 .- Red de fracturación WNW-ESE y NW-SE . . . . .	130
" 23 .- Estrías de falla . . . . .	134
" 24 .- Arqueamiento de fracturas WNW-ESE. . . . .	135
" 25 .- Red de fracturación N-S y E-W . . . . .	140
" 26 .- Zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama . . . . .	142
" 27 .- Dique de diabasa de Navandrinal . . . . .	143

	Pag.
Fig. 28.- Red de fracturación NNE. . . . .	151
" 29.- Movimientos en las fracturas NNE . . .	152
" 30.- Cuadro de evolución cronológica de las frac- turas . . . . .	157
" 31.- Campo de la deformación frágil . . . .	160
" 32.- Movimientos y esfuerzos en las redes de fracturas . . . . .	165
" 33.- Red de Fracturación. . . . .	166
" 34.- Enmarque global de la fracturación Tardi- hercénica . . . . .	168
" 35.- Bloques Alpinos. . . . .	174
" 36.- Mecanismos de formación de grabens . .	181

FE DE ERRATAS

<u>Pag.</u>	<u>Renclón</u>	<u>Dice</u>	<u>Debe decir</u>
19	13	la mayor	la mayoría
44	21	mas profundos catazonales	mesocorticales mientras que el biotítico sería basicortical.
68	13	mercen	merecen
120	9	terreno	suelo
121	2	(sobra el primer Macizo Central)	
139	22	(se ha omitido Berzosa)	
146	6	potencia cuyo	potencia en cuyo
146	16	acorta	acota
158	13	NNE (1ª gene- ración)	NNE y las WNW-ESE (1ª ge- neración)
169	13	expuestas en 2.	expuestas en 2.6.6.
180	2	estructuras	estructuras
200		En la Bibliografía falta la siguiente cita :	

JIMENEZ FUENTES, E. y CRUZ REYES (1976).- "Los sistemas de fracturas del Valle del Jerte (Cáceres). Con sideraciones sobre su evolu- ción durante el Cenozoico". Bol. Geol. y Min. t. 87 (3).; 255-265



AGRADECIMIENTOS.

En primer lugar quisiéramos agradecer a D. Manuel Alía Medina la dirección de esta Tesis así como sus comentarios, sugerencias y toda clase de facilidades que ha puesto a nuestro alcance para la realización de la misma.

A D. Carlos García de Figuerola por su inestimable ayuda en el estudio de campo y petrológico del Afloramiento Volcánico de La Paramera así como las diversas discusiones sobre la región estudiada.

A mis compañeros de Departamento José Luis Hernández Enrile y Ramón Capote del Villar por el estímulo, las puntualizaciones y observaciones que me han ayudado a una mejor realización de esta Tesis.

A mis compañeros José María Ugidos, quien amablemente me aclaró aspectos referentes al granito de dos micas de Mijares, y César Casquet y Mercedes Peinado quienes me ayudaron a la determinación de algunas láminas delgadas.

Por otra parte he de agradecer, desde aquí, la gran ayuda que ha significado para mí la recibida por mis compañeros y amigos Antonio Rivas, Julio Rodríguez y Juan Luis Hourcade que tantas veces me han acompañado al campo.

Finalmente a Pilar Vizmanos que ha mecanografiado el manuscrito y a Jesús Sánchez Corral que ha realizado las fotografías y láminas delgadas de este estudio, quiero expresar mi agradecimiento por su eficacia en el desarrollo de su labor.

10) INTRODUCCION.

## 1º) INTRODUCCION.

### 1.1.- Problemas planteados.

La Cátedra de Geodinámica Interna viene realizando, desde el año 1960, una serie de investigaciones sobre la dinámica de la región central española. En tal año aparece el primer trabajo sobre "la tectónica profunda de la fosa del Tajo" (Alfá 1960), a partir de aquí son numerosas las Tesis, Tesinas y publicaciones, llevadas a cabo por los miembros de esta Cátedra, cuya línea principal de investigación ha sido el estudio de la fracturación y dinámica del basamento de la cuenca del Tajo.

Sin embargo, faltaba un estudio sistemático de esta fracturación en el basamento aflorante que permitiese comparar los resultados obtenidos en éste con el modelo de fracturación deducido para el basamento de la fosa del Tajo oculto por los sedimentos Terciarios.

Se pensó, pues, que esta laguna se podría rellenar mediante la presente Tesis Doctoral.

Así, se inició el análisis de esta fracturación marcándonos el siguiente objetivo.

### 1.2.- Objetivo del trabajo.

El objetivo principal de esta Tesis es el estudio de la fracturación tardihercínica, el rejuego de la misma en tiempos posteriores y el posible desarrollo de una fracturación alpina.

Se ha elegido como límite inferior temporal la época tardihercínica debido a que la mayoría de las rocas del basamento hercínico son de esta edad y por lo tanto la fracturación que las

afecta es sincrónica o posterior.

Esta etapa constituye un proceso tectogénético peculiar dentro de la orogenia hercínica - paso de un ambiente dúctil a frágil - que muy raramente se ha descrito dentro de un modelo general.

Por otra parte, en ella se producen las intrusiones plutónicas póstumas y los flujos que controlan ciertas mineralizaciones.

Además, del estudio de esta fracturación se puede llegar a poner de manifiesto el campo de esfuerzos a que ha estado sometida la corteza en esa edad.

Finalmente, hay que resaltar la gran importancia que esta fracturación ha tenido para los tiempos alpinos, condicionando las áreas de sedimentación mesozoicas y terciarias en muchos lugares de la península Ibérica.

Es evidente, pues, que con el conocimiento de la fracturación tardihercínica se podrá interpretar toda una serie de fenómenos geológicos que están íntimamente condicionados y relacionados con ella.

### 1.3.- Métodos empleados.

La metodología usada ha estado, en función de la escala del trabajo. Así, para las estructuras mayores nos hemos apoyado en las imágenes multiespectrales obtenidas por los satélites LANDSAT-1 y LANDSAT-2, en las bandas 4, 5, 6, 7 y a falso color, amablemente cedidas por el Instituto Geográfico y Catastral.

Esta técnica ha sido de gran utilidad para modelar la visión global, deducida a partir de la fotografía aérea tradicional, aunque posee ciertas limitaciones, que ya expusimos en un trabajo anterior. (Ubanell 1977 a).

La fotografía aérea a escala 1:32.000 (Vuelo B Americano) ha sido, junto con la inspección de campo, el instrumento más eficaz del que se ha dispuesto. Localmente ha sido empleada fotografía aérea a escala 1:18.000.

Mediante estudios del terreno se realizó la cartografía de fallas, fracturas, diques, etc., así como de unidades geológicas (stoks, batolitos, etc.) que no se encontraban perfectamente delimitados o bien no se conocía su existencia, sirviéndonos como marcadores geológicos que en muchos casos permiten deducir el movimiento de las fallas así como la cronología de las mismas mediante el conocimiento de la sucesión relativa de las intrusiones plutónicas.

Esta cartografía era imprescindible llevarla a cabo habida cuenta de que de las hojas topográficas a escala 1:50.000 dentro de las cuales se encuentra la zona tan solo están editadas las hojas geológicas de El Escorial, Las Navas del Marqués, Villaviciosa de Odón, Métrida y Navamorcuende. No obstante además de utilizar, en parte, esta escasa y antigua cartografía también hemos aprovechado la de cierta bibliografía moderna, en especial, la concerniente a las rocas metamórficas.

Las observaciones al microscopio sobre láminas delgadas han aclarado la constitución mineralógica y textural de ciertos tipos de rocas, sirviendo asimismo para comparar materiales análogos de distintos lugares etc.

Para el estudio de las dislocaciones alpinas se ha tenido en cuenta, fundamentalmente, los rasgos morfológicos y la sedimentación terciaria.

#### 1.4.- Situación geográfica y geológica.

El área elegida para el estudio de la fracturación

corresponde a un sector del Sistema Central Español comprendido entre una línea submeridiana que pasa por los puertos de montaña "del Pico" y "de Menga" y otra línea situada sobre las localidades de El Escorial y El Espinar. (fig. 1).

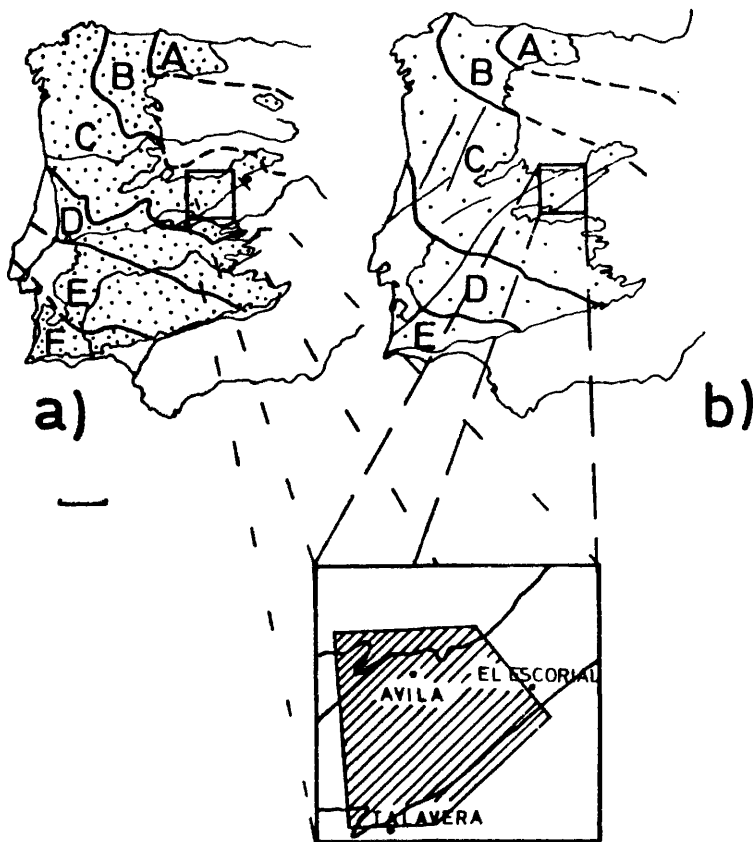
Comprende parte de las sierras de Gredos y Guadarrama (1). e incluye por completo las sierras de Avila, Ojos-Albos, Malagón y La Paramera en el norte, parte del macizo central de Gredos (Sierras del Valle, del Cabezo y del Colmenar) en el centro y toda la sierra de la Higuera y la de San Vicente en el sur (en el bloque del Piélagos).

La elección de esta zona se ha realizado en función de los objetivos que se persiguen, ya que esta región posee ciertas características que la hacen muy apta para el estudio de la fracturación. Entre ellas se pueden destacar las siguientes:

- a) Amplitud suficientemente grande para que sean observables fracturas regionales.
- b) Basamento hercínico intensamente denudado que permite la observación directa de las fracturas.
- c) Conjunto de rocas frágiles (en su mayoría granitos) en las que la fracturación es más intensa y por lo tanto más visible.

Geológicamente, el Sistema Central se encuentra enclavado en el centro del Macizo Iberico estando incluido, la mayor parte de él, en la zona galaico-castellana de Lotze (1945) (fig. 1). Constituido, esencialmente, por rocas graníticas y metamórficas pertenecientes al ciclo hercínico y anteriores bastante rigidificadas, forma una gran elevación central (Sistema Central propiamente dicho) flanqueada al norte y al sur por dos grandes cuencas sedimentarias terciarias, la depresión del Duero y Tajo respectivamente. Dentro de él existen otras

(1) La toponimia utilizada en este trabajo es la empleada en el Mapa topográfico Nacional a escala 1: 50.000.



Esquema de situación de la zona (en punteado el Macizo Hespérico).

Fig. 1 - a) Zonas del Macizo Hespérico según Lotze (1945).

- A - Zona Cantábrica.
- B - " Asturoccidental-Leonesa.
- C - " Galaico-Castellana.
- D - " Lusitánico-oriental-Alcúdicea.
- E - " de Ossa-Morena.
- F - " Surportuguesa.

b) Zonas del Macizo Hespérico según Julivert et al. (1974).

- A - Zona Cantábrica.
- B - " Asturoccidental-Leonesa.
- C - " Centro-Ibérica.
- D - " de Ossa-Morena.
- E - " Surportuguesa.

pequeñas cuencas terciarias de reducidas dimensiones (Valle de Amblés, Campo Azalvaro, etc.).

Estratigráficamente, se puede distinguir en discordancia sobre el substrato hercínico sedimentos Cretácicos. En aparente concordancia con estos, en algunos lugares, se encuentran materiales Paleógenos y discordantes sobre todo lo anterior aparecen los sedimentos Neógenos.

2º) LITOLOGIA.

“

## 2ª) LITOLOGIA.

### 2.1.- Introducción.

La necesidad de un estudio litológico previo al de la fracturación surge de la información que sobre ella pueden aportar los cuerpos rocosos.

De tal manera, para los tiempos tardihercínicos, las rocas metamórficas y plutónicas nos indicarán determinados aspectos de la dinámica cortical producidos por fallas. Las primeras pueden señalar interrupciones bruscas de las isógradas del metamorfismo debidas a fallas. La distribución y emplazamiento de los distintos plutones puede estar condicionada por líneas de debilidad cortical que sólo se detectarán mediante su estudio. Los elementos lineales (diques, filones, etc.) constituirán una información valiosísima para determinar el movimiento de las fallas que los afectan, pues al ser, generalmente, estrechos cualquier dislocación que sufran será fácilmente observable.

Por otra parte, para los tiempos alpinos, serán los sedimentos mesozoicos y terciarios los que nos aclaren el funcionamiento de las fallas, ya que la distribución de los mismos e incluso, a veces, sus facies están condicionadas por ellas.

Para este estudio litológico hay que tener muy presente la posición geológica del área considerada, así como acabamos de decir, geológicamente, el Sistema Central pertenece al denominado Macizo Hospérico (Hernández-Pacheco, 1932) mostrándose en la

"zona" galaico-castellana de Lotze (1945). Tal "zona" se distingue por el alto grado de metamorfismo que han sufrido los materiales y por la abundancia de rocas graníticas. Asimismo se comporta como divisoria de vergencias en el Macizo Hespérico.

Según Parga (1970) el Macizo Hespérico se caracteriza por:

- a) Un basamento precámbrico antiguo.
- b) Un primer ciclo, Caledónico, formado por materiales del precámbrico moderno y paleozoico inferior.
- c) Un segundo ciclo, Hercínico, constituido por rocas del Paleozoico medio y superior.

Dentro de éste los rasgos generales de la zona galaico-castellana según diversos autores son:

- 1) Presencia de un basamento precámbrico compuesto por rocas básicas y ultrabásicas afectadas por el metamorfismo prehercínico y hercínico.
- 2) Existencia de una cobertera precámbrica y paleozoica que ha sufrido el metamorfismo y plegamiento hercínico.
- 3) Desarrollo de rocas plutónicas prehercínicas y gran abundancia de las mismas para los tiempos hercínicos. Estas últimas son, fundamentalmente, ácidas.

En el área concreta de este estudio la litología viene representada casi exclusivamente por rocas metamórficas y plutónicas de edad hercínica, si bien existen algunos sedimentos del ciclo Alpino.

Es una zona inserta en la parte interna de la Cadena Hercínica que presenta un piso estructural profundo cuya característica principal es la gran extensión que alcanzan las rocas graníticas.

Cronológicamente de más antiguo a más moderno podemos distinguir:

- 2.2.- Rocas metamórficas.
- 2.3.- Rocas plutónicas.
- 2.4.- Diques y Filones.
- 2.5.- Rocas volcánicas. (1).
- 2.6.- Materiales mesozoicos.
- 2.7.- Sedimentos terciarios.

## 2.2.- Rocas Metamórficas.

### 2.2.1.- Introducción.

Los afloramientos metamórficos aparecen aislados unos de otros debido a las grandes intrusiones plutónicas que los rodean.

Se conocen ya desde muy antiguo (Casiano del Prado 1862, 1864) siendo Martín Donayre (1879) quien realiza una de las primeras cartografías de la provincia de Avila que destacan por su perfección para los tiempos en que se realizó. Posteriormente vuelven a ser citadas por Macpherson (1883 y 1884 y 1901), Calderón Arana (1885), Mallada (1895, 1896) que en sus memorias de la comisión del mapa geológico de España cita las manchas metamórficas diferenciando ya entre Estrato cristalino, Cámbrico y Silúrico. Mallada y Dupuy de Lôme (1912) cartografían el metamórfico de la provincia de Toledo existente en el Sistema Central.

Hasta esta época el estrato cristalino del Sistema Central se consideraba de edad arcaica. Sin embargo, con el trabajo de Lotze (1929) (traducc. 1954-55) empieza a modificarse este concepto que queda aclarado en el trabajo de Schröeder (1930). Desde

(1). La posición cronológica de estas rocas es dudosa.

entonces se admite que las rocas metamórficas de esta región son sedimentos paleozoicos metamorfizados durante la orogenia hercínica.

A partir de aquí se delimitan bastante bien los afloramientos metamórficos en las publicaciones de las hojas geológicas a escala 1:50.000 (San Miguel de la Cámara et al. 1956; San Miguel de la Cámara y García de Figuerola 1960 etc.), así como en otra serie de trabajos (Fúster y De Pedro 1954; Martín Cadarso 1953, etc.).

Sin embargo, el conocimiento de estas rocas adquiere su mayor profundidad en los últimos diez años con los trabajos de Capote y Vegas (1968), Fernández Casals y Capote (1970, 1971), Bard et al. (1970), Aparicio y García Cacho (1970), Fúster y García Cacho (1970, 1971), Fúster y Mora (1970), Peinado (1970, 1973), Martín Escorza (1971), Sánchez de la Fuente et al. (1971), Capote (1971, 1973), Capote y Fernández Casals (1971 a, 1971 b), Ugidos Meana y Fernández Laguna (1973), Ugidos Meana (1974), Fúster et al. (1974), Casquet Martín (1975), Babín Vich (1975, 1976), Capote y Fernández Casals (1975), López Ruiz et al. (1975).

Gracias a estos autores se posee un conocimiento bastante perfecto de estos materiales.

Por lo tanto, debemos aclarar que por lo que respecta al estudio de las rocas metamórficas tomamos las ideas y conceptos de los autores de esta última década y como tal las exponemos. La cartografía acompañante (mapa geológico) es la efectuada por ellos que se ha simplificado y en algún caso concreto ha sido ligeramente modificada, representándose tan solo cinco grupos principales de rocas para no complicar la visión geológica del conjunto.

Estos grupos son los más operativos ya que se repiten en la terminología de estos autores. Tales grupos son: Cuarzita

Armoricana, esquistos micáceos, neises, rocas carbonatadas y neises glandulares.

Con ello exponemos unidades litológicas que no tienen porqué ser correlacionables en el tiempo y que tan solo responden a una semejanza litológica.

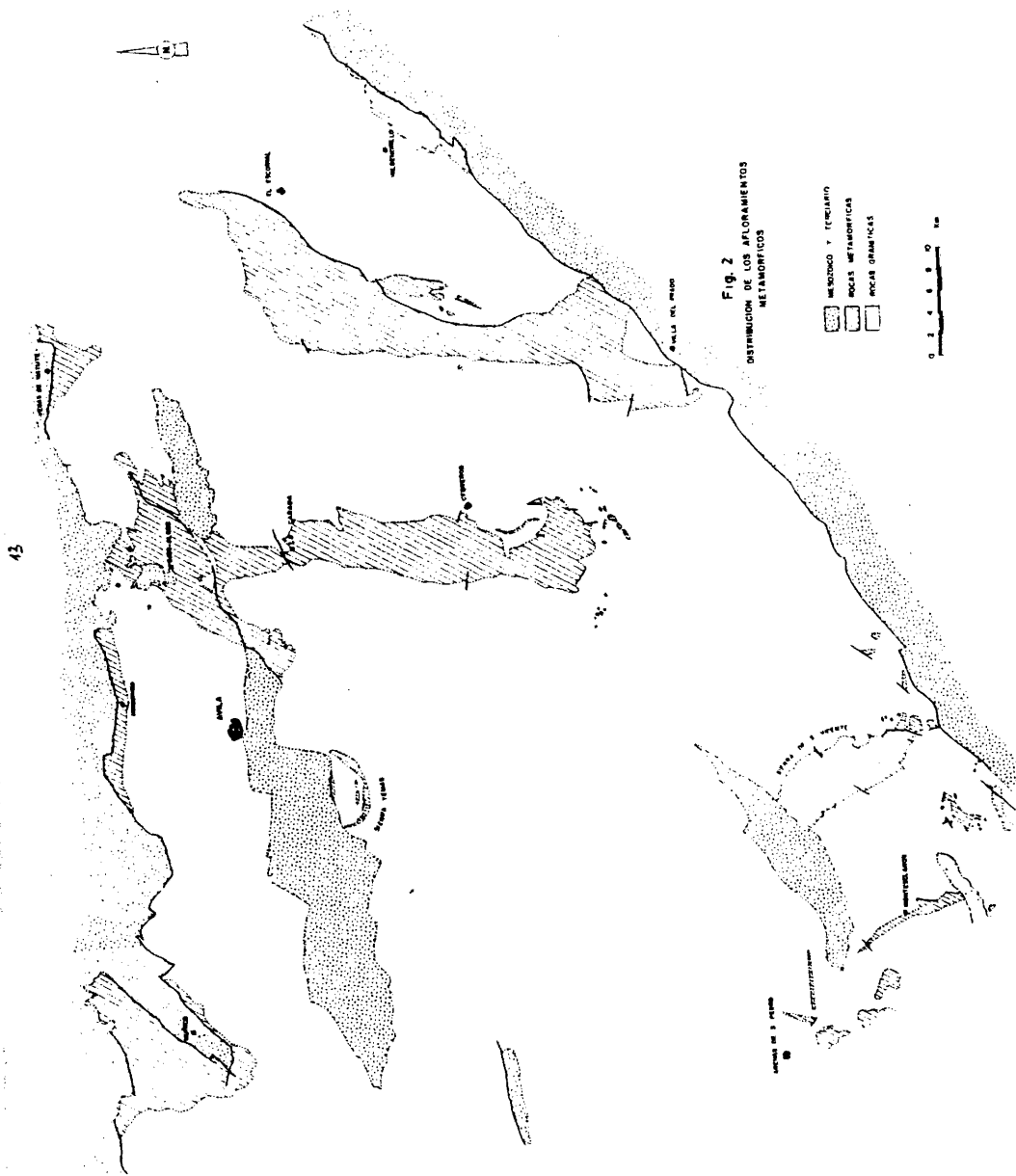
De la observación de la fig. 2 se deduce que el número de afloramientos metamórficos presentes en nuestra región es de diez siendo estos los siguientes:

- 2.2.2 .- Afloramiento de Valdemorillo.
- 2.2.3 .- Afloramiento de El Escorial-Villa del Prado.
- 2.2.4 .- Afloramiento de Vegas de Matute.
- 2.2.5 .- Afloramiento de Ojos-Albos-La Cañada-Cebreros.
- 2.2.6 .- Afloramiento de Mingorria.
- 2.2.7 .- Afloramiento de Sierra Yemas.
- 2.2.8 .- Afloramiento de Sierra de San Vicente.
- 2.2.9 .- Afloramiento de Montesclaros.
- 2.2.10.- Afloramiento de Arenas de San Pedro.
- 2.2.11.- Afloramiento de Muñico.

#### 2.2.2.- Afloramiento de Valdemorillo.

Mencionado desde hace tiempo (Casiano del Prado, 1864) y estudiado en parte por Gálvez Cañero y Jordana Soler (1941) no es sino hasta 1954 en que se completa su conocimiento por Fúster y De Pedro (1954).

Estos autores ponen de manifiesto tres manchas metamórficas con puestas por neises glandulares y neises migmatíticos embrechíticos. Aunque en esta publicación no diferencian entre unos y otros, sí lo hacen en la siguiente (San Miguel de la Cámara et al., 1956) indicando la distribución de las mismas.



### 2.2.3.- Afloramiento de El Escorial-Villa del Prado.

La descripción y bibliografía de éste se encuentra expuesta en las hojas geológicas realizadas por Gálvez Cañero et al. (1950) - (Mérida), San Miguel de la Cámara et al. (1956) (San Lorenzo de El Escorial) y San Miguel de la Cámara et al. (1960) (Las Navas del Marqués).

Aparte de estos trabajos y otros anteriores hay algunos autores que tratan aspectos concretos de los materiales que integran este afloramiento como Carandell (1914) que cita los lugares en que la caliza cristalina está presente y García de Figuerola (1956) que estudia algunos aspectos mineralógicos y petrológicos.

Sin embargo, es Peinado (1970, 1973) quien estudia a fondo el conjunto completo de esta mancha metamórfica. Sin duda es el mejor trabajo efectuado sobre esta unidad hasta hoy en día.

Diferencia tres sectores fundamentales; el septentrional caracterizado por el dominio de los neises glandulares y alguna intercalación calcárea, el central compuesto por una serie esquistosa modificada por aportes graníticos y el meridional que consta de neises plagioclásicos, esquistos moscovíticos y capas carbonatadas.

Dentro de estos tres grandes conjuntos a su vez diferencia una gran cantidad de rocas entre las que se encuentran diversos tipos de neises, migmatitas, esquistos, calizas, etc.

Atribuye a estas capas una edad Cámbrica inferior por comparación con otras series del Macizo Hespérico.

### 2.2.4.- Afloramiento de Vegas de Matute.

Constituye un afloramiento conocido desde antiguo

Mallada (1895) cita para él un "gneis anfibólico de color verdoso con alguna mica bronceada" y una "caliza sacaroidea algo magnesia na con oquedades en la superficie y venillas de óxido de hierro". Aparte de estas citas el estudio minucioso del mismo no se ha -  
llevado a cabo hasta 1970 en que Hernán Reguera (1970) distingue un conjunto metamórfico compuesto por neises glandulares, neises bandeados, calizas cristalinas y una serie que posee anfibolitas, granátitas, calizas cristalinas, cuarcitas, etc.

#### 2.2.5.- Afloramiento de Ojos Albos - La Cañada - Cebreros.

Además de las citas bibliográficas antiguas (Casiano del Prado 1862) en las que ya se admite una sedimentación cámbrica (Martín Donayre 1879) y algún trabajo sobre aspectos concretos (Mulas Sánchez 1961) este afloramiento está bien estudiado por Fúster y Mora (1970) y Capote (1971, 1973).

Fúster y Mora (1970), que analizan solamente el sector meridional de esta mancha, es decir el situado al S. de la falla de la Cruz de Hierro, distinguen una serie compuesta, de muro a techo, por: neises glandulares migmatíticos, neises de grano fino con anfibolitas y cuarcitas intercaladas, esquistos andalucíticos y esquistos micáceos.

Por su parte Capote (1971, 1973) estudia el sector septentrional y parte del meridional.

Así, en el sector norte encuentra, de techo a muro, una serie pre-ordovícica que consta de esquistos grises y verdosos con metagrauvas y calizas intercaladas y una serie ordovícica formada por cuarcita Armoricana y esquistos gris-azulados.

En el dominio sur la serie comienza por neises glandulares migmatizados para seguir con neises pelíticos, neises micá -

ceos y micacitas con intercalaciones de metacuarcita y metaarcosa, y micacitas cordieríticas, esquistos andalucíticos y biotíticos.

La equivalencia entre los términos de estos autores resulta muy fácil de establecer puesto que como puede verse todos los términos son análogos excepto los neises de gran fino de Fúster y Mora que equivalen a los neises pelíticos y micacitas con intercalaciones de metacuarcita y metaarcosa de Capote.

Este último sitúa los neises glandulares y parte de los pelíticos en el Precámbrico, equipara los materiales comprendidos entre éstos y la cuarcita Armoricana con el complejo esquistograuváquico (Teixeira 1955) considerándolos como Cámbricos y finalmente la cuarcita Armoricana la data mediante crucianas como Ordovícica.

#### 2.2.6.- Afloramiento de Mingorría.

Prácticamente el estudio de este afloramiento tan solo ha sido efectuado por Capote y Vegas (1968) y Capote (1971, 1973) que ponen de manifiesto la estrecha banda en que aparece y el fuerte metamorfismo de contacto al que ha sido sometido. Dan una serie constituida por micacitas con intercalaciones de cuarcitas con alguna anfibolita cuarzosa, equiparando estos materiales con los situados al sur de La Cañada.

Por comparación litológica con otras series las asignan una edad cámbrica.

#### 2.2.7.- Afloramiento de Sierra Yemas.

El conocimiento detallado de éste se debe a los mismos autores del anterior afloramiento. Según ellos se trata de un conjunto de cornecanas y esquistos nodulosos que rodean a un

granito de dos micas que posee una cierta orientación y cuya facies de borde, pegmatítica, es concordante con la foliación de las rocas metamórficas. A estas rocas las consideran cámbricas.

#### 2.2.8.- Afloramiento de la Sierra de San Vicente.

Al igual que en las otras manchas metamórficas de importancia ésta se encuentra citada en trabajos del siglo pasado (Peña 1876; Mallada 1895) figurando como estrato cristalino. Posteriormente ha vuelto a ser analizada por otros autores como Mallada y Dupuy de Lôme (1912), Martín Cardoso (1918), Kindelan y Hernández-Pacheco (1952), García de Figuerola (1958), etc.

Sin embargo, hasta la publicación de Casquet (1975) no se tiene un conocimiento perfecto de esta zona. Comienza aclarando que no se trata de un único afloramiento sino que además de éste existen otros más pequeños diseminados en el granito. La serie por él expuesta comienza por una alternancia de micacitas y esquistos cuarcíticos continuando con alternancia de esquistos y cuarcitas con microconglomerados y paraanfíbolitas e intercalaciones marmóreas. Finalmente la serie termina con una nueva alternancia de micacitas y esquistos.

Entre todas estas rocas aparecen niveles lenticulares de neises glandulares. Asimismo parte de éstas se encuentran migmatizadas.

Estos materiales corresponden al Cámbrico inferior bajo y quizás a la parte alta del Precámbrico Superior.

Hay que indicar que aparte de la cartografía efectuada por este autor, se señalan otros dos nuevos afloramientos que no constan en los mapas oficiales y que tampoco cita Casquet ya que están fuera de su zona de estudio. Concretamente son los situados al N. y NW. de Nuño Gómez en los que puede verse unos esquistos con rocas carbonatadas.

#### 2.2.9.- Afloramiento de Montesclaros.

Resulta curioso que pese a ser conocido por Mallada (1895), Mallada y Dupuy de Lôme (1912), Carandell (1914), García de Figuerola (1958), etc., no se haya abordado el estudio monográfico del mismo. La única cartografía que se posee es la del mapa de síntesis 1:200.000 (Arribas y Jiménez 1972) que carece de precisión.

Debido a esto, hemos cartografiado estas rocas que se disponen en una estrecha banda, de 11 Km. de longitud, con dirección aproximadamente N N W.

Entre sus materiales se distinguen micacitas y esquistos mosqueados y una gran abundancia de rocas carbonatadas que han sufrido el proceso metamórfico siendo más intenso éste al sur de Montesclaros.

Por su posición parece que son la continuación de las calizas de Arenas de San Pedro, atribuidas por Martín Escorza (1971) al Cámbrico inferior. Parece lógico pensar que sean de la misma época. Así, aunque se carece de pruebas fosilíferas nos inclinamos a situar todas estas rocas en el Cámbrico inferior.

#### 2.2.10.- Afloramiento de Arenas de San Pedro.

Cartografiado primeramente por Martín Donayre (1879) y mencionado después por Mallada (1895) es Martín Escorza (1971) quien aborda el estudio sistemático del mismo dando una serie que comienza en su base por micacitas oscuras, siguiendo por conglomerados, cuarcitas y micacitas, alternancia flyschoides de esquistos micaceos y cuarcitas, cuarcitas azuladas, esquistos apizarrados y culminando con rocas carbonatadas.

#### 2.2.11.- Afloramiento de Muñico.

Figura ya como Cámbrico en el mapa de Martín Donayre (1879). Sin embargo Capote (1971, 1973) distingue la siguiente sucesión estratigráfica que comienza en la base con micacitas de dos micas con intercalaciones de metaarcosas y metagrauvas seguidas de una serie de esquistos verdes, niveles de metagrauvas, anfibolitas y epidotitas con capas de caliza hacia el techo.

A este conjunto lo considera preordovícico.

Encima de él, dentro del Ordovícico, sitúa la Cuarcita Armoricana e inmediatamente encima de ésta esquistos sericíticos y cloríticos gris azulados.

#### 2.2.12.- Tectónica.

Según la opinión de la mayor de los autores, que han tratado este tema, las deformaciones que han sufrido estos materiales comienzan con los movimientos Caledónicos (Capote 1973), que tan solo originan levantamientos y erosión, desarrollándose plenamente durante la orogenia Hercínica mediante tres fases de plegamiento. Las dos primeras dan lugar a esquistosidad, mientras que la tercera sólo produce estructuras menores.

Algunos autores reconocen una cuarta fase que cronológicamente sería la primera, pero dada su antigüedad queda enmascarada por las posteriores.

En cuanto a la edad precisa de estas fases nada más puede decirse, por comparación con la región oriental del Sistema Central, que quedan comprendidas entre el Devónico inferior y el Estefaniense

#### 2.2.13.- Carácter del Metamorfismo.

El metamorfismo que afecta a estas series, ha sido conside

rado por Fúster et al. (1974) como prurifacial y polifásico.

En base al gradiente geotérmico, estos autores dividen el Sistema Central en tres dominios metamórficos (fig. 3):

- a) Bajo grado geotérmico.
- b) Grado intermedio.
- c) Grado geotérmico muy alto.

Nuestra zona concreta queda dentro de los dominios b) y c).

La evolución temporal del proceso metamórfico, tiene lugar en dos etapas.

La primera comienza un poco antes de la primera fase (López Ruiz et al. 1975), alcanzando su máxima intensidad en el periodo interfase; produce un metamorfismo de presión intermedia.

La segunda, se desarrolla durante la segunda fase e inmediatamente después de ésta; proporciona un metamorfismo de baja presión.

Para el área de este trabajo, Fúster et al. (1974) establecen que el primer periodo de blastesis es homologable al del sector oriental, es decir, "con paragénesis de alta presión (bajo gradiente geotérmico)", que afectó solamente a los sectores más profundos, "seguido de un segundo periodo de cristalización metamórfica", caracterizado por un gradiente geotérmico alto o muy alto, que afectó a todos los niveles.

Respecto a la información proporcionada por las isógradas del metamorfismo se puede decir que en la Sierra de San Vicente, Casquet (1975) interrumpe la isógrada de la andalucita. En nuestra opinión esto es debido a la falla del Guadyerbas, ya definida en un trabajo anterior (Ubanell 1977 c). En el afloramiento de Ojos Albos - La Cañada - Cebrenos, Fúster y Mora (1970) ponen de manifiesto la acción de la falla de la Cruz de Hierro que separa

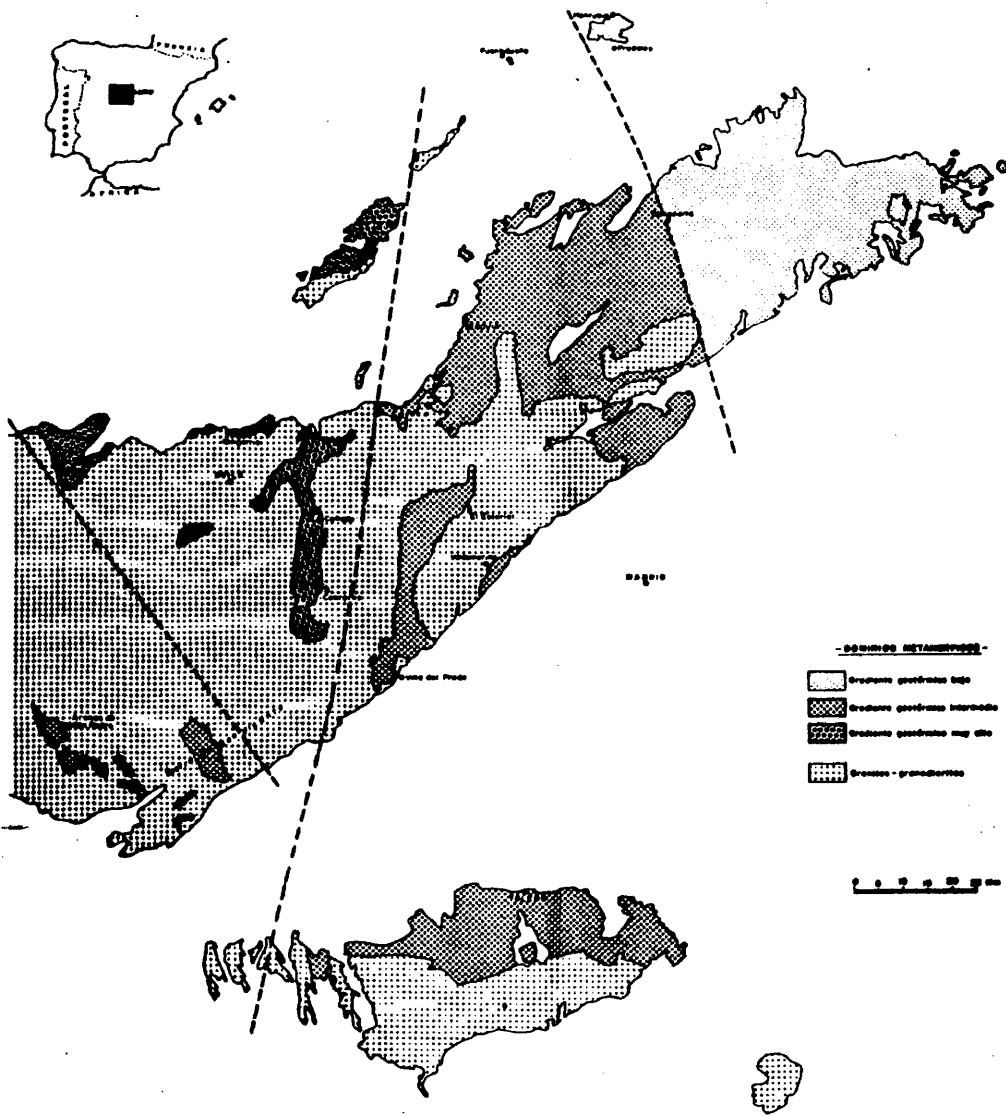


Fig 3.- Dominios metamórficos en el Sistema Central (según Fúster et al. 1974)

zonas de metamorfismos diferentes, al N. de la misma se desarrolla la zona de la biotita mientras que al S. de ella aparece la zona de la sillimanita. Por su parte, Peinado (1973) no relaciona con ninguna falla los cambios de isógradas en el macizo del Escorial - Villa del Prado. Finalmente en las otras manchas metamórficas presentes en el área de estudio no se observan cambios bruscos de las isógradas (Fúster et al. 1974) que indiquen actividad de grandes fallas.

#### 2.2.14.- Conclusión.

Vemos pues, que en la zona que estudiamos, hay diez afloramientos metamórficos principales, aislados unos de otros, constituidos por rocas pertenecientes al Paleozoico inferior y quizás al Precámbrico superior, que se han metamorfizado durante las dos fases principales de la Orogenia Hercínica. El metamorfismo producido a lo largo de esta orogenia, es de dos tipos, el primero de gradiente geotérmico bajo y el segundo de gradiente geotérmico alto.

Las isógradas de metamorfismo señalan la actividad de dos fallas, la de la "Cruz de Hierro" en el N. y la del Guadyerbas en el S.

#### 2.3.- Rocas Plutónicas.

##### 2.3.1.- Introducción.

La característica más sobresaliente de los materiales de esta región, consiste en la gran extensión que adquieren las rocas plutónicas.

Contrasta, sin embargo, esta gran extensión con la escasísima bibliografía existente. Estudios minuciosos sobre estas

rocas plutónicas, no se han efectuado hasta la fecha. No ocurre así con las áreas situadas al E. y al W. de dicha zona.

En el W. la escuela de Salamanca, viene realizando, en estos últimos años, una gran labor, siguiendo las ideas de los trabajos referentes a Galicia y norte de Portugal.

En el E. cabe destacar, aparte de las hojas geológicas, la extensa publicación de Aparicio et al. (1975), así como algunos otros trabajos concretos (Aparicio et al. 1973; etc.).

Pero por lo que respecta a nuestra área tan solo se tienen citas antiguas de carácter meramente descriptivo - Casiano del Prado (1862, 1864), Martín Donayre (1879), Barras (1903), Macpherson (1906), Mallada y Dupuy de Lôme (1912), Martín Cardoso (1918), Vidal Box (1930), Menéndez Puget (1931) etc. - algunas obras, en las que se habla más o menos de estas rocas - Fúster e Ibarrola (1951, 1953), Fúster y De Pedro (1954), García de Figuerola (1956, 1958), Mulas Sánchez (1963), Arribas (1965), Peinado (1970, 1973), Fúster y Mora (1970), Capote (1971, 1973), Méndez et al. (1972), García de Figuerola y Carnicero (1973), Pedraza Gilsanz (1973), Casquet (1975), Ubanell (1976; a) - o bien algún trabajo de tipo regional - Bard et al. (1970), Aparicio et al. (1975) - además de las consideraciones expuestas en las memorias de las hojas geológicas, citadas en el capítulo referente a las rocas metamórficas.

Ahora bien, la mayoría de estas publicaciones, tratan las rocas plutónicas desde el punto de vista mineralógico y petrológico, pero no estructural. Teniendo en cuenta esto y la ausencia de una cartografía fidedigna, es por lo que se ha efectuado la cartografía de las rocas graníticas, atendiendo a sus características estructurales, es decir, lo que se ha hecho, ha sido diferenciar masas plutónicas intruidas en diferentes momentos, cuya distribución permite deducir algunos aspectos de la dinámica cortical.

Dentro de estos plutones, no se han diferenciado facies distintas, excepto en el caso del granito de Mijares, debido a que el objetivo de este trabajo no lo exige.

Así pues, tan solo se han establecido sus contornos y características principales, distinguiéndose los siguientes tipos, cuyo esbozo general ha sido adelantado en una publicación anterior (Ubanell 1977 b).

Rocas Básicas.

2.3.2.- Gabros y Cuarzodioritas.

- a) Afloramientos de la Cañada y Mirueña.
- b) " del Cerro de Casillas.
- c) " de los Toros de Guisando.

Rocas Ácidas.

2.3.3.- Granitos de dos micas pre-granito biotítico.

2.3.3.1. Estructurados.

- a) Granito de la Sierra de San Vicente.
- b) " de la Sierra de Yemas.
- c) " de Villa del Prado.

2.3.3.2. Sin Estructurar.

- a) Granito de Mijares.
- b) " del Puerto de Menga.

2.3.4.- Granito Biotítico.

2.3.5.- Granitos post - granito biotítico.

- a) Leucogranitos y granitos aplíticos.
- b) Granitos de dos micas.
  - b-1. Stoks de Navalucnga y La Paramera.
  - b-2. Stoks del Bervocal.

2.3.6.- Granitos de posición estructural dudosa.

- a) Granito de la Hija de Dios.
- b) Granito de El Barraco.
- c) Granito de Cardeñosa.

2.3.7.- Relación entre sí y con las demás rocas plutónicas del Macizo Hespérico.

2.3.8.- Conclusión.

#### Rocas Básicas.

2.3.2.- Gabros y Cuarzodioritas.

a) Afloramientos de La Cañada y Mirueña.

Se encuentran citados por Capote (1971), como gabros quien pone de manifiesto que afloran en dos stoks muy pequeños, cerca de Mirueña, (afloramiento metamórfico de Muñico) y en otro, algo mayor, de unos 350 m. de diámetro, al S. de La Cañada (afloramiento metamórfico de Ojos Albos - La Cañada - Cebreros); produciendo una aureola de metamorfismo de contacto, en las rocas encajantes.

b) Afloramiento del Cerro de Casillas.

Constituye, un nuevo afloramiento de dimensiones muy reducidas, (unos pocos Dm<sup>2</sup>) situado exactamente en la cima de este cerro.

Está formado por una roca de color verdoso con diaclasado horizontal (fig. 4a) compuesta, esencialmente, por plagioclasas alteradas a sericita, algo de feldespatos potásico (microclina) y gran cantidad de clorita de alteración. Carece de cuarzo. Como minerales accesorios, posee circón, epidota, apatito, moscovita y piritita. Este último, es particularmente visible, ya que a simple vista se observan cubos de piritita limonitizados, de 5-6 mm. de arista. Dada la ausencia de cuarzo se clasifica como gabro.

c) Afloramiento de Los Toros de Guisando.

Cartografiado y citado por Aparicio et al. (1975) como "el afloramiento situado al oeste de San Martín de Valdeiglesias", creemos más conveniente citarle por el nombre de

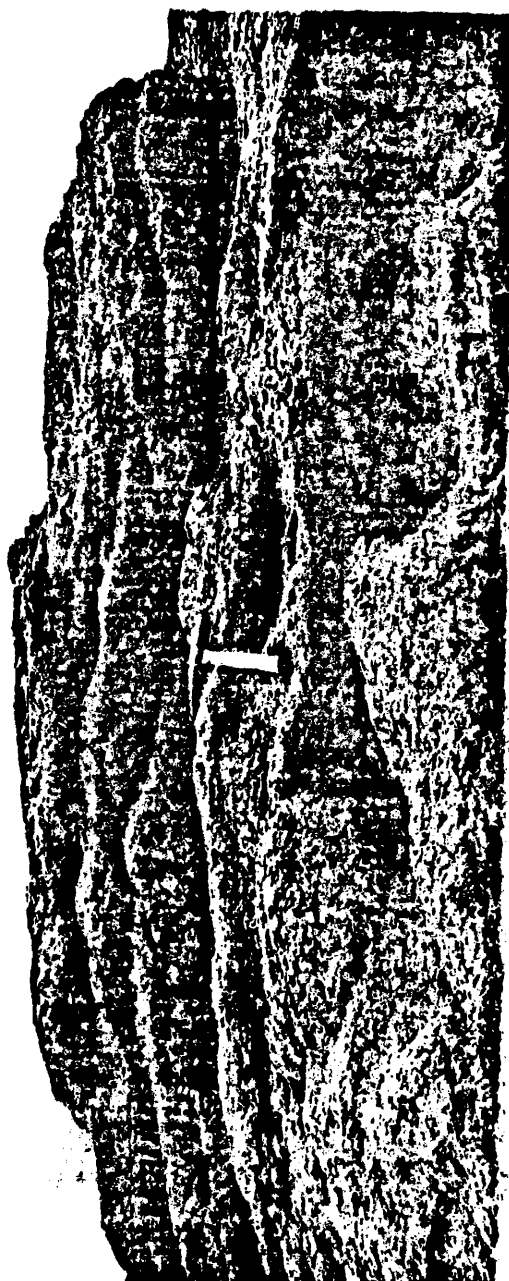


Fig 4 a.- Gabro del Cerro de Casillas.  
Obsérvase el diaclasado horizontal característico.



Fig. 4 b.- Concreciones biotíticas en el granito de Mijares.

"Toros de Guisando" ya que tal lugar es suficientemente conocido y dista poco del afloramiento.

Para los citados autores se trata de una cuarzodiorita rica en plagioclasa cálcica y hornblenda con menor cantidad de cuarzo y biotita.

Ellos dan una dirección de afloramiento N-S, siendo este el único punto en que discrepamos, ya que en nuestra opinión tal afloramiento es más bien redondeado que alargado, no apreciándose tal dirección N-S.

#### Rocas Acidas.

#### 2.3.3.- Granitos de dos micas pre-granito biotítico.

##### 2.3.3.1.- Estructurados.

En general estos granitos se caracterizan por estar más o menos deformados por alguna fase de la orogenia hercínica, por la presencia de aluminosilicatos y su asociación a rocas metamórficas.

##### a) Granitos de dos micas de la Sierra de S. Vicente.

Han sido analizados por Casquet (1975) que define en la Sierra de San Vicente una serie de diques y venas concordantes (sills) y discordantes de granitoides leucocráticos.

Están formados por granitos aplíticos moscovíticos con algo de biotita con mucha tramalina y con pegmatitas en masas - irregulares o nódulos.

La mineralogía de estas rocas viene dada por cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, moscovita, biotita, turmalina y granate. Se clasifica como una monzonita aunque algunas muestras tienen tendencia alcalina y otras granodiorítica.

Se observa una alineación de las plagioclasas y una marcada orientación de las micas.

Tienen un origen intrusivo y su emplazamiento ha tenido lugar antes de la segunda fase continuando durante ésta y con posterioridad a ella.

b) Granito de Sierra Yemas.

Estudiado por Capote (1971-1973) se encuentra formado por un pequeño stock, en la Sierra de Yemas, de granito leucocrático.

Es de grano medio a fino constituido por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, biotita, moscovita, sillimanita, apatito y circón. En el borde sur presenta una facies pegmatítica con granates.

La orientación viene señalada por las micas. Su emplazamiento se realiza después de la segunda fase y antes de la tercera.

c) Granito de Villa del Prado.

Aflora al N. de Villa del Prado constituyendo un stock de, aproximadamente 8 Km<sup>2</sup>., rodeado por el N. y el W. de rocas metamórficas y cortado por el S. y el E. por la falla meridional del Sistema Central que le pone en contacto con los sedimentos de la Fosa del Tajo.

El estudio del mismo se debe a Peinado (1973) que pone de manifiesto la orientación que presentan estas rocas, paralela a los bordes y concordante con la foliación de los neises. Tal foliación hacia el interior del stock se pierde. Al intruír, este granito deforma las estructuras de los neises, en el borde norte, produciendo en ellas un levantamiento.

Según este autor el granito es de dos micas, de grano grueso a medio con fenocristales de feldespato alineados. Posee acumulaciones de biotitas alargadas en el sentido de la orientación.

La composición mineralógica que da es: cuarzo (muy tectonizado), moscovita, biotita, feldespato potásico, plagioclasas, sillimanita, circón y apatito. Lo clasifica como una adamellita o granodiorita según Nockolds o monzogranito y granodiorita según Streckeisen.

Su emplazamiento es anterior o sincrónico con la tercera fase.

#### 2.3.3.2.- Sin Estructurar.

Se distinguen por ser granitos de dos micas con aluminosilicatos con zonas en las que abundan extraordinariamente los enclaves de rocas metamórficas.

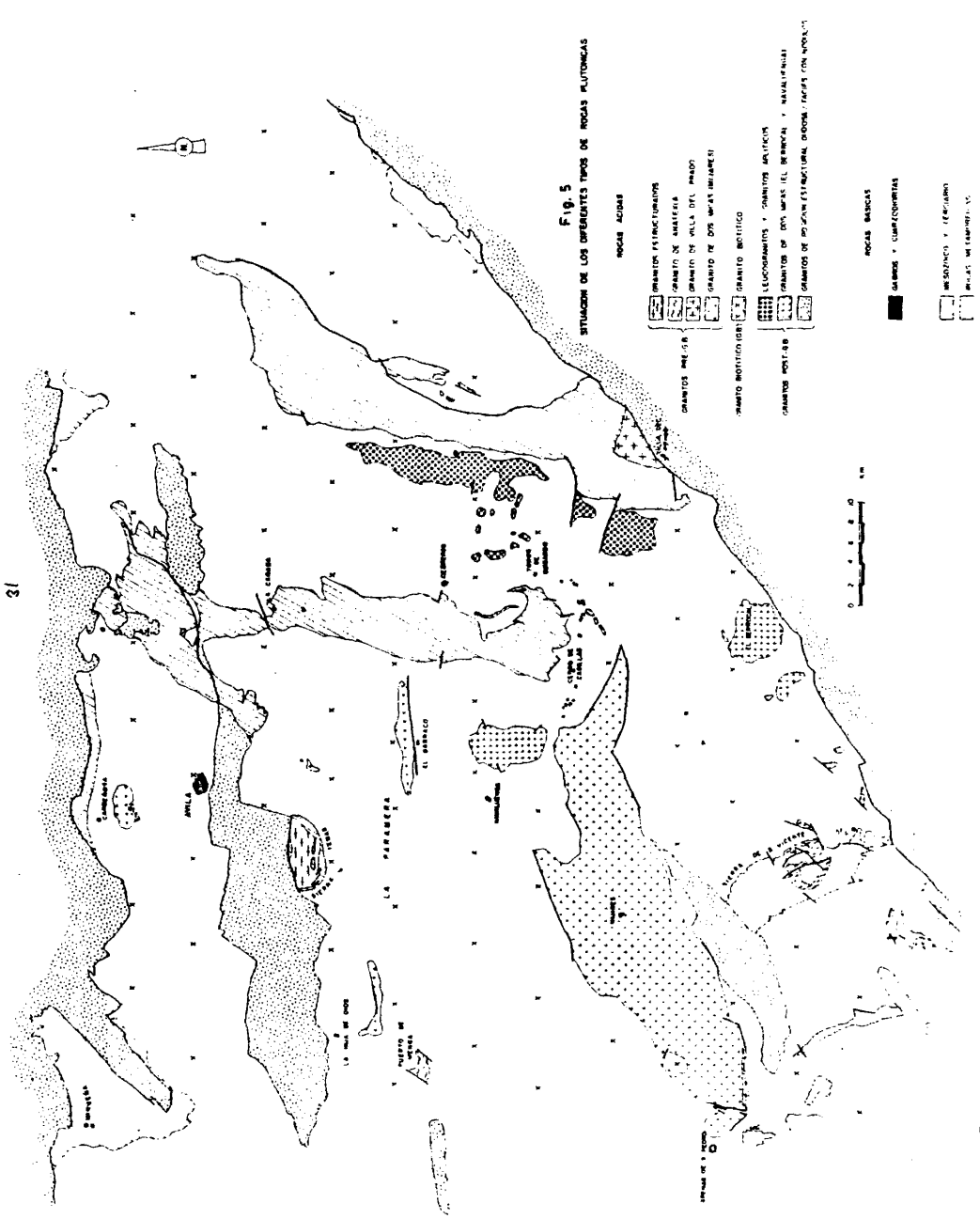
##### a) Granito de Mijares.

Se encuentra situado entre los Valles del Alberche y Tiétar ocupando gran parte del horst central que divide las cuencas de estos dos ríos. Se extiende desde Arenas de San Pedro hasta las proximidades del Puerto de Casillas (fig. 5) formando un afloramiento alargado en dirección NE-SW. La forma del mismo no es la original sino que está condicionada por la intrusión del granito biotítico y por la fracturación.

Se trata de un granito de dos micas de tonos claros que presenta gran cantidad de facies.

En general es de grano medio a grueso pero en el borde sur se transforma en una facies de grano fino muy leucocrática que no siempre es visible. En otras partes adquiere textura porfídica con megacristales de feldespato, estrechos y alargados cuyo tamaño medio es de 2 cm.

En la zona N. aparecen concreciones de biotita (fig. 4b) de tamaño comprendido entre 1 y 2 cm. Al N. del Puerto de Mijares y de la localidad de Piedralaves, incluye gran



cantidad de enclaves de rocas metamórficas, entre las que se puede distinguir algunas cuarcitas, de tamaño métrico a decamétrico. El granito circundante a estos enclaves tiene bandas centimétricas de elementos claros y oscuros. En concordancia con este bandeo se orientan ligeramente los cristales de feldespato.

Quizás la abundancia de tales enclaves en la parte N. del Puerto de Mijares fuera lo que indujo a considerar esto como un afloramiento metamórfico ya que como tal figura en el mapa geológico de España a escala 1:1.000.000 (I.G.M.E. 1966) y en la hoja nº 44- Avila (Arribas y Jiménez 1972) a escala 1:200.000. Desde luego tal afloramiento no existe puesto que en su lugar está el granito de dos micas.

En el mismo Puerto de Mijares y en cotas superiores a la de éste se aprecia, en el granito, granates cuyo tamaño medio es de unos 0,5 cm., no obstante, algunos llegan a tener 1 ó 2 cm. de diámetro.

Sin embargo, la característica más notable de estas rocas es la gran abundancia de segregaciones y diques pegmatíticos que se desarrollan en toda la zona sur del afloramiento. Tales pegmatitas, que fueron estudiadas por Fúster e Ibarrola (1951) alcanzan potencias considerables (más de 30 m. en algunos sitios según dichos autores), en general se manifiestan como diques pero a veces es tal su espesor que el carácter de dique no se reconoce. En determinados lugares, dentro de las pegmatitas, se produce un bandeo alternante de grano grueso y fino. En detalle se observa como se origina una esquistosidad de fractura en las bandas de grano fino.

Mineralógicamente está constituido por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasas (algunas alteradas en sericita) biótita, moscovita, cordierita y como accesorios apatito y circón.

El feldespató potásico es mucho más abundante que las plagioclasas. En la zona N. la cordierita es visible, a simple vista, en forma de gránulos milimétricos resistentes a la erosión.

Su emplazamiento es anterior al del granito biotítico. Esto es observable en el límite sur (Valle del Tiétar) donde el granito biotítico corta al de dos micas e inyecta dentro de él algunos diques de su misma composición.

b) Granito del Puerto de Menga.

Aparece al S.E. del Puerto de Menga, limitado al E y W por fallas y rodeado todo él por el granito biotítico. Produce formas alomadas que recuerdan la morfología de las rocas metamórficas.

Es un granito de dos micas de grano medio a fino, con concreciones de biotita y con gran cantidad de restos de rocas metamórficas en las que es visible la foliación e incluso pueden observarse pequeños pliegues. Hay zonas en que las micas y los demás minerales del granito se disponen con orientación muy neta mientras que en otras no existe tal orientación.

La abundancia de estos restos metamórficos es tan grande que, la roca en sí, se parece más a una migmatita que a un granito.

Está formado por cuarzo, feldespató potásico, plagioclasas, moscovita, biotita y cordierita. Como accesorios circón y apatito.

La relación estructural con el encajante no es visible pero por su mineralogía, características, aspecto, etc., se deduce que es anterior al biotítico sobre todo si se tiene en cuenta la gran cantidad de estructuras metamórficas que conserva.

#### 2.3.4.- Granito Biotítico.

Entendemos como tal las rocas graníticas que en la diversa bibliografía figura como granodiorita o adamellita tardía. Indudablemente, dentro de este granito, hay diferenciaciones litológicas, mineralógicas, etc. que no se han tenido en cuenta pues ello sería salirse del tema de este estudio. Incluso es posible que estudios más minuciosos lleguen a diferenciar más granitos incluidos en éste.

Dada la gran extensión del afloramiento de este granito es por lo que se le ha tomado como unidad de referencia a efectos de la situación relativa en el tiempo de las diferentes intrusiones plutónicas, habida cuenta de que una cronología absoluta, hoy día, no existe puesto que tan solo hay tres datos de edades absolutas en los granitos del Sistema Central.

En base a esto es por lo que se ha establecido la secuencia de emplazamientos graníticos en anteriores al biotítico y posteriores a él.

Debido a esta gran extensión que adquieren el describirlo en detalle se saldría del marco de nuestro objetivo, (El interesado en profundizar en este tema puede consultar a Aparicio et al. (1975).), no obstante, a manera de resumen citaremos los rasgos más característicos de este granito.

En líneas generales es un granito de grado medio a grueso, de tonos grises, en algunas zonas presenta megacristales de feldespato en otras no, el tránsito de unas a otras es gradual. En ciertos lugares contiene enclaves de rocas metamórficas, en otros se caracteriza por la presencia de aluminosilicatos. A veces los minerales definen una orientación (por ejemplo en las áreas

próximas a la parte sur del metamórfico de Ojos-Albos - La Cañada - Cebrosos sin embargo lo normal es que se distribuyan uniformemente sin orientaciones definidas.

La mineralogía más corriente en este tipo de rocas es cuarzo, feldespato potásico (usualmente microclina), plagioclasas, biotita y como accesorios apatito, circón, rutilo y opacos.

Las medidas de cronología absoluta efectuadas por Méndes et al. (1972) en las granodioritas de San Rafael y Villacastín dan una edad de  $271 \pm 16$  m.a. respectivamente. Como se ve son claramente tardihercínicas, en el límite entre el Carbonífero y el Pérmico.

#### 2.3.5.- Granitos post-granito biotítico.

Dos grupos principales componen el conjunto de granitos intrusivos sobre el granito biotítico: los leucogranitos y granitos aplíticos y los granitos de dos micas.

##### a) Leucogranitos y granitos aplíticos.

Bajo este nombre quedan anglobados en la cartografía los granitos leucocráticos, aplíticos y microporfídicos que se extienden en dirección N-S desde el SE de Cadalso de los Vidrios hasta el N. de Valdeiglesia. Los leucocráticos propiamente dichos son los que alcanzan mayor desarrollo siguiéndoles en orden de importancia los aplíticos y los microporfídicos.

Los primeros son rocas de grano medio a fino, de tonos claros, más resistentes a la erosión que el granito biotítico que le circunda, con textura granuda equigranular y sin megacristales de feldespato.

Los minerales más abundantes son cuarzo, feldespato potásico (algunas veces es microclina), plagioclasas, biotita y en ciertas zonas se caracteriza por la presencia de granates. Como accesorios, apatito, circón y opacos.

El situado al S. de San Martín de Valdeiglesia ha sido clasificado por Pedraza (1973) como adamellítico. Sin embargo para Aparicio et al. -

(1975) tanto este como el que se encuentra al N. de San Martín son leucocráticos; no obstante, también define como leucocrático de grano fino al afloramiento más septentrional (al N. de Valdemaqueda).

El granito aplítico tiene la misma composición mineralógica pero con menor contenido de plagioclasas y biotita (Pedraza 1973).

En cuanto al microporfídico Aparicio et al. (1975) lo consideran como leucocrático caracterizada por la presencia de pequeños fenocristales de feldespato cuyas dimensiones son menores de 1 x 0,5 cm. Este aflora en las inmediaciones del Embalse de San Juan.

El granito leucocrático pasa de manera rápida pero gradual al biotítico siendo el contacto entre ambos bastante vertical. Además filones de leucocrático intruyen en el biotítico. Por esto, aunque no se haya visto un contacto tajante, pensamos que es intrusivo con respecto al biotítico.

El aplítico y el microporfídico son, netamente, intrusivos sobre el leucocrático.

b) Granitos de dos micas.

b-1- Stocks de Navalucga y de La Paramera.

El primero se extiende al E. de dicha localidad. Tiene forma alargada en dirección N-S. Su longitud es de 7 Kms. y la anchura media no rebasa los 5 Kms. encontrándose rodeado por granito biotítico.

Constituye un stock formado por granito de dos micas, leucocrático, de grano medio a grueso con zonas en las que abundan los megacrístales de feldespato de forma estrecha y alargada.

Presenta anillos de Liesegang y en algunos sitios la erosión produce marmitas de gigante.

Los minerales esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, moscovita, biotita. Como accesorios circón, rutilo y opacos. De alteración, sericita y clorita. Una característica de estos granitos es la gran cantidad de circones que aparecen dentro de las biotitas.



Fig. 6 - Contacto entre el granito de Navalvenga y la Granodiorita tardía

En las preparaciones observadas no se han visto silicoaluminatos. Estas rocas han sido clasificadas por Aparicio et al. (1975) como leucoalumina.

Su intrusión es, claramente, posterior al granito biotítico ya que al emplazarse corta diques aplíticos desarrollados dentro del granito biotítico y además sus megacristales de feldespato se orientan, por flujo, paralelamente a los bordes del contacto entre ambas (fig. 6). También contiene algún enclave de granito biotítico.

El segundo aflora en La Paramera en un stock de muy reducidas dimensiones y en manchitas aisladas que debido a su tamaño no se han representado todas en el mapa.

Es un granito de tonos claros, de dos micas, de grano fino, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, moscovita y biotita.

Sus relaciones estructurales con la roca de campo no son observables dada la falta de cortes apropiados.

Sin embargo se puede decir que corresponde a una facies apical de un cuerpo granítico que en profundidad ha de ser mayor ya que aparece al N.W. un dique circular de este granito que representa un dique cónico o anular. Se trata, pues, de un granito en el que el nivel de erosión actual está empezando a ponerle al descubierto.

Por todo ello, es lógico pensar que es intrusivo sobre el biotítico.

#### b-2- Stock del Berrocal.

Se encuentran en forma de tres pequeños stocks (aparte de otros afloramientos menores en forma de diques) el mayor de los cuales tiene alrededor de 18 Kms.<sup>2</sup> dando origen al paraje denominado "El Berrocal" situado al pie de la falla meridional del Sistema Central, en las proximidades de Nombela, en la parte E. del bloque del Piñalago (definido por García de Figuerola en 1958).

Constituye una forma resistente a la erosión dando un berrocal caracterizado por el fuerte desarrollo del diaclasado vertical.

Es un granito leucocrático, de grano grueso a medio, con diferenciación apical aplítica extendida en la parte más alta del stock del Berrocal. En el N W. de esta intrusión se desarrolla una facies de grano medio a fino exclusivamente moscovítica. Carece de megacristales de feldespato excepto en algunos lugares del contacto con la roca de caja, donde aparecen en forma de cristales ideomorfos cuadrangulares con tamaño medio de 4-5 cms. Estos cristales están presentes en una estrecha banda cuya potencia es menor del metro, son de microclina y contienen inclusiones de cuarzo y fracturillas rellenas del mismo.

El primer estudio de este afloramiento se debe a Arribas (1965) que analiza los aspectos petrológicos del mismo a la vez que estudia el yacimiento de uranio presente en él. Posteriormente Pedraza Gilsanz (1973) lo cartografía casi en su totalidad siendo completada esta cartografía y establecida su relación estructural por nosotros (Ubanell 1976 a). Está compuesto por cuarzo, con estinción ondulante, feldespato potásico, en sus formas de ortosa y microclina, plagioclasas algunas alteradas en sericita, moscovita, biotita, y como minerales accesorios apatito y circón. Según Arribas (1965) gran parte de las moscovitas proceden de la baueritización de las biotitas.

Este autor lo clasifica como granodiorita, sin embargo los datos que aporta (30% de microclina y 20% de plagioclasas) encajan con los de una adamellita. Por su parte Pedraza (1975) lo da como adamellita.

En cuanto a su etapa de intrusión se sabe que es posterior al granito biotítico que le rodea como demostramos en un trabajo anterior (Ubanell 1976 a). Efectivamente puede verse como el granito de dos micas de "El Berrocal" corta al biotítico y a los diques aplíticos etc., insertos en dicho granito biotítico.

### 2.3.6.- Granitos de posición estructural dudosa.

a) Granito de la Hija de Dios.

Al S. de la Hija de Dios existe un granito de dos micas en forma de banda de dirección E-W. Esta dirección la ha adoptado como consecuencia del movimiento sinistral de la falla "La Paramera" - "Cruz de Hierro" (Ubanell 1977 c), que la atraviesa por lo que su anterior disposición sería W N W- E S E.

Destaca en el paisaje por la peculiar erosión que padece, muy similar a la del granito del Puerto de Menga, cerros alomados en los que se desarrolla un delgado suelo vegetal y carencia de los bolos típicos del granito biotítico.

Es un granito de dos micas de tonos claros, entre los que abundan el blanco y el rosa, de grano fino y sin megacristales de feldespato, compuesto, por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, moscovita y biotita. Como accesorio figura el circón. Muchas de las plagioclasas están alteradas en sericita y gran parte de las biotitas se alternan en clorita. Tanto las plagioclasas como las micas se encuentran algo deformadas.

b) Granito del Barraco.

Inmediatamente al N. del Barraco destaca un granito de tonos claros y grano medio cuya característica más notable es la ausencia de megacristales de feldespato.

Forma un afloramiento alargado en sentido E-W, cuyo límite S. es la falla del Barraco y su límite N. es el granito biotítico.

Está constituido por cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, biotita, algo de moscovita gran abundancia de circón y como minerales de alteración sericita y clorita. Según Aparicio et al. (1975) es una adamellitita de grano medio no porfídica.

c) Granito de Cardeñosa.

Se encuentra al S. de Cardeñosa, entre esta localidad y la Ciudad de Avila. El afloramiento es un poco alargado en dirección E-W.

Es un granito de dos micas, en general de grano fino. Sin embargo, lo más destacable de éste es la facies de nódulos de biotita que aparece en

una determinada zona de su borde S.

Esta facies es de grano más fino con nódulos de biotita regularmente espaciados cuyo diámetro medio oscila entre unos pocos milímetros y algún centímetro. Aisladamente, dentro de esta facies, se pueden observar pequeños cubos de pirita.

Al alterarse estas rocas dan un color rojo ocre y los nódulos se transforman en clorita de color verde intenso lo cual transfiere a la roca alterada una característica muy típica.

En los afloramientos de La Hija de Dios y de Cardeñosa no se han podido determinar la relación estructural con el biotítico y como se carece de estudio petrológico de los mismos es por lo que se les ha situado en posición dudosa hasta que se realice dicho estudio y se puedan comparar con los demás o bien quede al descubierto en algún punto su relación con el encajante.

En cuanto al del Barraco para Aparicio et al. (1975) constituye una facies sin megacristales de las adamellitas porfídicas. No es que seamos contrarios a la opinión de estos autores, simplemente es que existen algunos hechos que nos hacen dudar sobre tal idea.

Así su relación con el encajante, en el borde S. no es visible por ser el contacto por falla. En el borde N., en el corte donde mejor se podría ver esta relación (carretera del Barraco a Avila) existe entre él y el encajante un granito cataclástico, rosado que impide ver tal relación.

Por otra parte algunos datos mineralógicos tales como la gran cantidad de circón que posee (típico de los granitos de dos micas) y la presencia, a veces, de moscovita nos inclinan a dudar de su posición. Así lo incluimos dentro del grupo de los dudosos pues creemos que debe hacerse un estudio petrológico profundo para determinar si efectivamente es una facies del biotítico o es un plutón con características propias.

2.3.7.- Relación entre sí y con las demás rocas plutónicas del Macizo Hespérico.

a) Granitos de dos micas pre-granito biotítico.

I) Estructurados.

La equivalencia entre estas rocas y sus correspondientes del Macizo Hespérico puede deducirse por su relación con las fases tectónicas que las deforman y por su estudio petrológico. Dado que esto ha sido puesto de manifiesto por los autores que las han estudiado (Casquet, Capote y Peinado) no merece la pena extenderse sobre ello. Simplemente recalcar su edad hercínica puesto que están relacionados con diferentes fases de plegamiento de esta orogenia.

II) Sin estructurar.

Especial importancia presenta la relación de los granitos de dos micas sin estructurar que aquí aparecen, ya que hasta el momento no han sido estudiados por ningún autor, algunos, incluso, han negado su existencia (Dard, Capdevila y Matte 1970).

Esta relación resulta, particularmente clara en el caso del granito de Mijares, que es el que posee mayor extensión de afloramiento.

Por el estudio de campo (2.3.3.2. a) se sabe que este granito es anterior al biotítico. Además tiene una serie de características, tales como la gran cantidad de pegmatitas (que no se encuentran ni en el biotítico ni en los posteriores a éste), la abundancia de enclaves de rocas metamórficas en determinadas áreas, composición leucocrática y aluminosilicatos que encajan con las que señalan Capdevila y Floor (1970) para los granitos de dos micas del N.O. de España y Ugidos (1974) para la región de Barco de Avila - Plasencia.

Así pues, el granito de Mijares puede pertenecer a los granitos de dos micas de la serie alcalina de Capdevila y Floor (1970), a los granitos de dos micas del grupo III de los "younger" de Oen.ing Soen (1970) del N. de Portugal o a los granitos de dos micas de Ugidos (1974).

En cuanto al granito del Puerto de Menga, si se tiene en cuenta la gran cantidad de restos metamórficos que conserva (son visibles incluso pliegues), la abundancia de biotita, los aluminosilicatos, etc., lo lógico es asimilarle a los granitos de anatexia de la serie alcalina de Capdevila y Floor (1970).

b) Granito biotítico.

Por definición del mismo (2.3.4.), éste equivale a las granodioritas tardías de la serie calcoalcalina de los anteriores autores o al grupo IV (granito biotítico) que Oen ing Soen (1970) señala dentro de los "younger".

La edad que dicho autor señala para la intrusión de los "younger" comprende el Estefaniense superior y el Pérmico inferior, lo cual concuerda con la cronología absoluta hallada por Méndes et al. para la granodiorita de Villacastín (2.3.4.) situada entre el carbonífero y el Pérmico.

c) Granitos post-granito biotítico.

I) Leucogranitos y granitos aplíticos.

El único grupo con que se pueden relacionar estos granitos, posteriores al biotítico, es el grupo V de Oen ing Soen (1970) (granitos de grano fino-aplogranitos) que son los más modernos dentro de los "younger". Si consideramos la edad asignada al biotítico, la de éstos debe ser ya netamente Pérmica.

II) Granitos de dos micas.

La situación de este grupo de rocas con respecto a los granitos del Macizo Hespérico resulta muy problemática, ya que no hay ninguna referencia bibliográfica de este tipo de granitos, posteriores al biotítico.

Como, además, no se les ha encontrado en contacto con los leucogranitos y granitos aplíticos no es posible establecer su cronología relativa con respecto a ellos, y por lo tanto solo puede decirse que son posteriores al biotítico sin precisar más.

Finalmente, nada puede decirse respecto a la equivalencia con otras rocas de

los de posición estructural dudosa, debido, precisamente, a ésta incertidumbre.

#### 2.3.8.- Significado estructural de los afloramientos plutónicos.

Las rocas básicas-gabros y cuarzodioritas deben representar, al igual que en otros lugares de España (Capdevila, Floor 1970), los prodedesores de las grandes intrusiones de las granodioritas tardías o bien, son restos de afloramientos más antiguos. El escaso tamaño de los afloramientos, la forma redondeada de los mismos y la distribución irregular de ellos así como su escaso número no permiten deducir un significado estructuralmente más amplio.

Entre las rocas ácidas, las primeras a tener en cuenta son los granitos estructurados que se encuentran orientados en dirección Hercílica NW-SE (Sierra de S. Vicente) o en dirección E-W (Sierra Yemas).

De las demás rocas graníticas, sin estructurar, anteriores al granito biotítico no se pueden obtener directrices estructurales puesto que al intruir éste se ha borrado la forma primitiva de aquellas.

Siguiendo la opinión de la mayoría de los autores estos granitos pre-biotítico deben corresponder a niveles más profundos, catazonales (Dez y Ugidos 1976).

La intrusión de este último se ha producido a lo largo de unas marcadas líneas. Como puede verse (fig. 5) la dirección Hercílica NW-SE está presente en los contactos con los metamórficos de Arenas de San Pedro, Sierra de San Vicente, Montosclaros y el borde sur del afloramiento de Muñico.

La dirección NE-SW es visible en los bordes N. y S. del granito de Mijares y en las zonas norte de los macizos metamór

ficos de El Escorial - Villa del Prado y de Cebreros. Esta misma dirección fué señalada por el Prof. García de Figuerola en la "IV Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular".

La dirección N-S está, netamente, expuesta en los dos macizos metamórficos anteriormente citados.

Finalmente, una cuarta dirección desarrollada en el granito de "El Barraco" y en el N. de Avila es la E-W.

El granito biotítico intruye, pues, según dos direcciones principales NE-SW y NS y dos secundarias NW-SE y EW.

La directriz N-S sigue actuando después de la intrusión del biotítico como queda patente en los leucogranitos y granitos aplíticos, en el granito de Navaluenga y en el de La Paramera. Sin embargo en el stock del Berrocal no se aprecia una determinada línea de intrusión. Quizás esté relacionado con la actividad de la falla meridional del Sistema Central, pero esto, de momento, es hipotético.

#### 2.3.9.- Conclusiones.

Referente a las rocas plutónicas se puede establecer que existen unos afloramientos básicos de escasísima extensión - predecesores o anteriores a las grandes intrusiones ácidas.

En éstas se distinguen, en el área estudiada, tres grandes secuencias de intrusión de cuerpos plutónicos: granitos anteriores al biotítico, granito biotítico y granitos posteriores a este.

Dentro de cada secuencia hay diferentes tipos de rocas graníticas, algunas de las cuales se citan por primera vez en esta región.

La intrusión del granito biotítico tiene lugar atra

vés de dos líneas fundamentales NE-SW y N-S y de dos secundarias NW-SE y E-W.

La línea de debilidad cortical N-S continúa actuando con posterioridad, aprovechándola los granitos post-biotítico para su colocación.

#### 2.4.- Rocas Volcánicas.

##### 2.4.1.- Introducción.

Resulta raro hablar de estas rocas en una zona como la del Sistema Central eminentemente granítica, en la cual existen sólo dos citas bibliográficas referente a ellas de las cuales una está descartada.

Así, únicamente García de Figuerola (1953) hace un estudio del Volcán del Gasco, en Las Hurdes, al que asigna una edad Terciaria. Si bien existe otra referencia de estos materiales de Fernández Navarro (1916) que menciona un afloramiento volcánico de 6 m<sup>2</sup> en el Puerto de Canencia a 1.600 m. de altitud en forma de dique. Sin embargo, esta supuesta roca volcánica es descartada por Febrel et al. (1958).

Puesto que tan solo existía descrito (hasta la realización de este trabajo) el mencionado volcán del Gasco, creemos que es realmente importante el hallazgo de un nuevo afloramiento volcánico sito en el interior de la Cordillera el cual se describe a continuación.

##### 2.4.2.- Afloramiento de La Paramera.

Está situado a 1.845 m. de altitud, en la Sierra de la Paramera, en un collado al E. del pico Zapatero extendiéndose al S. pendiente abajo hacia el arroyo del mismo nombre y terminándose a



Fig 7a - Afiaramiento volcánico de La Paramera  
Bloque de pórfido englobado en la roca básica

=

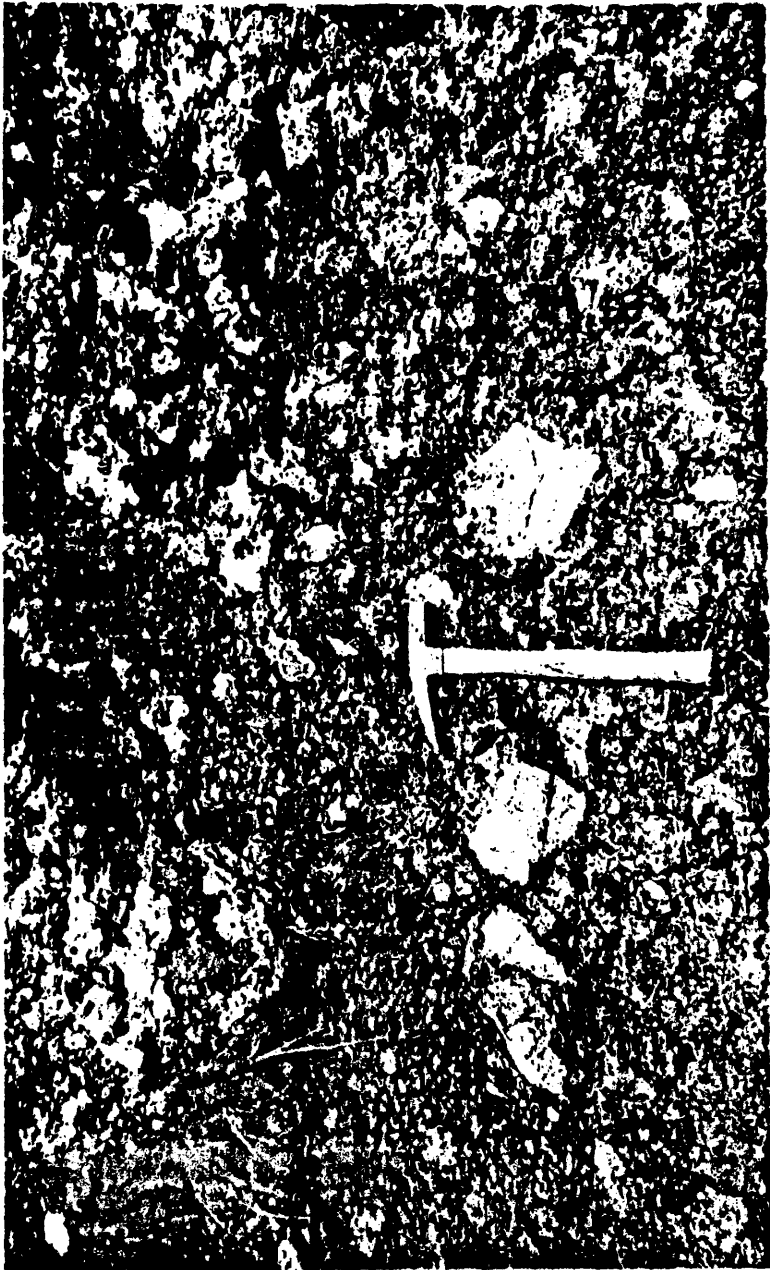


Fig 7 b.- Afloramiento volcánico de La Paramera.  
Clastos graníticos englobados en la roca básica.



Fig. 7 c.- N.P. Aumento aproximado 40 D. A la derecha un cristal grande con débil corona de reacción. Dentro del fenocristal todo es antigorita con óxidos opacos en disposición dendrítica.



Fig. 7 d.- N.P. Aumento aproximado 40 D. Fenocristal de un probable Clinopyroxeno, convertido en antigorita. La corona de reacción se — caracteriza por la concentración de opacos. A la derecha dos nódulos de calcita. Uno a si mismo con corona de reacción.

los 1.785 m. de altura. Ocupa una extensión reducida, de forma ovalada, cuyas dimensiones máximas son 120 m. de longitud y 100 m. de anchura. Se encuentra en la intersección de un dique N.N.E. de diabasa (paralelo al cual se extiende una falla) con los diques de pórfido de la Sierra de La Paramera.

La roca que lo forma es básica de color verdoso oscuro, contiene algunas oquedades y gran cantidad de clastos de las rocas circundantes (granitos, aplitas, pórfidos, etc.) cuyo tamaño varía desde granos menores de 1 m. a bloques cuya longitud se aproxima a los 2 m. (figs. 7 a y 7 b).

Estos clastos unos son redondeados y otros son angulosos. Presentan color rosado debido, probablemente a la elevada temperatura con que intruye la roca básica que los cementa y envuelve. La acción de esta roca sobre los clastos ha sido muy enérgica y es frecuente ver el borde del clasto roto e interpenetrado por el vidrio volcánico.

La roca volcánica al microscopio se observa que está formada por grandes cristales de antigorita que por los síntomas deben corresponder a fenocristales de clinopiroxeno. Otros podrían ser de fosterita transformada en serpentina. Es frecuente que presenten corona de reacción con la mesóstasis y que dentro aparezca algo de calcita (fig. 7c-7d)

La mesóstasis varía entre dos extremos, uno de tipo vítreo muy alterado en productos no discernibles y otro en que está bastante diferenciada con aparición de laminillas nucleadas en torno a granos de opacos. Hay opacos diseminados, clorita y abundante calcita.

En un caso se ha observado núcleos redondeados, en parte ocupados por calcita y en parte por un mineral de birrefringencia muy baja no bien identificado que (dada la ausencia de feldespatos) podría

ser leucita o analcima.

En este caso la roca sería un lamprófidio de tipo monchiquítico. Es decir, se trataría de una brecha lamprofidica.

Ahora bien, teniendo en cuenta la inseguridad en la identificación del anterior mineral sólo se puede asegurar que se trata de una brecha efusiva básica.

Su edad puede deducirse a partir de su estructura. De la disposición topográfica del afloramiento descrita al principio de este apartado se infiere que puede ser bien una colada, que recubre la superficie del terreno, o bien una chimenea volcánica cortada por la topografía.

En el primer caso tendría que ser Cuaternario o Plioceno ya que recubre una superficie (la topográfica) que ha sido definida por Schwenzner (1937) como "intraterciaria (pretortoniense) degradada por la erosión posterior". En el segundo caso sería anterior al pretortoniense pues queda cortado por dicha superficie.

Los datos de campo que favorecen la primera hipótesis son tales como la presencia de cantos redondeados dentro de la roca volcánica que pudieran corresponder a cantos existentes en el suelo englobados por la lava en su descenso por la ladera. La misma disposición del material a favor de la pendiente avala esta idea. Sin embargo no hay señales evidentes de flujo lávico, ni de estructuras típicas de lavas.

En cuanto a la segunda hipótesis, los datos a favor de la misma son la abundancia de cantos angulosos en la roca que parecen arrancados de la chimenea volcánica y su asociación a un dique de diabasa piroxénica que con dirección N N E y N S se dirige desde el Valle del Tiétar hasta la Sierra Yemas pasando por este afloramiento.

El averiguar cual de estas dos posibilidades es la correcta se intentará lograr mediante un estudio geofísico que - se está llevando a cabo en colaboración.

#### 2.4.3.- Conclusión.

Se pone de manifiesto, la existencia de un afloramiento efusivo en el interior del Sistema Central, por primera vez, en la Sierra de La Paramera.

Tal afloramiento, de rocas básicas, corresponde a una colada o a una chimenea volcánica.

La edad del mismo, en el primer caso sería Cuaternaria o Pliocena y en el segundo caso sería más antigua.

#### 2.5.- Rocas Filonianas.

##### 2.5.1.- Introducción.

Las rocas filonianas del Sistema Central han sido estudiadas por diversos autores entre los que cabe destacar los trabajos realizados desde el punto de vista petrográfico por: Casiano del Prado (1864), Martín Donayre (1879), Breñosa (1884), Quiroga (1885), Vidal Box (1934), Fúster (1951,1955), Fúster e Ibarrola (1951,1953), San Miguel de la Cámara (1954), García de Figuerola (1956 bis,1958), García de Figuerola y Carnicero (1973), García de Figuerola et al. (1974) y Aparicio et al. (1975), desde el punto de vista de las mineralizaciones acompañantes por Arribas (1965,1975), Martín Calvo (1968), Gavala (1953) y Samper (1977); el carácter estructural por Macpherson (1880), Capote y Fernández Casals (1971 b), Ubanell (1976 a) y finalmente el aspecto tectónico y petrológico, de alguno de ellos, por Arenillas et al. (1975), si bien las conclusiones tectónicas del mismo han sido modificadas por Ubanell (1976 b).

Además de estos trabajos concretos existen estudios de diques y filones en las memorias de las hojas geológicas publicadas pertenecientes a la Cordillera Central.

Es evidente, que la petrología de éstos es el dato más conocido y por tanto no vamos a insistir en él. El interesado puede consultar las obras mencionadas.

Sí se tratara en cambio, las relaciones estructurales, objeto de nuestro trabajo, que no han sido suficientemente explicadas en las publicaciones anteriores.

Por ello los dividimos en cuatro grandes grupos, de acuerdo con las direcciones dominantes de los mismos, y dentro de cada grupo por sus caracteres petrológicos para después relacionarlos en el espacio y en el tiempo.

Por otra parte, la cartografía de los mismos, ha permitido deducir movimientos de fallas debido a que al ser elementos lineales las alteraciones sufridas por ellos son fácilmente reconocibles. Hay que constatar que tan solo se han cartografiado los más importantes.

#### 2.5.2.- Diques de tendencia general E-W.

##### a) Pórfidos.

Aparecen en diques de espesor comprendido entre algunos decímetros y más de 20 m. dispuestos en dirección general E-W pero sufriendo dislocaciones y arqueamientos, producidos por fallas y esfuerzos compresivos, que trastocan este sentido general.

Se encuentran distribuidos preferentemente sobre el granito biotítico, estando, en general, ausentes en los granitos de dos micas. Su espaciamiento no es uniforme ya que los más importantes

se agrupan fundamentalmente en dos bandas paralelas dispuestas al N. del paralelo del Valle del Alberche. Al S. de esta línea casi no se desarrollan estos diques, sin embargo, si abundan los aplíticos los cuales son escasos al N. de dicha línea.

De S. a N. el primer haz de diques se sitúa desde la "Sierra de La Paramera" hasta el macizo metamórfico de "El Escorial-Villa del Prado" pasando por las inmediaciones de Hoyo de Pinares. El segundo haz se extiende desde el afloramiento metamórfico de "Muñico" hasta el de "El Escorial-Villa del Prado" pasando por la ciudad de Avila (algunos quedan ocultos bajo los sedimentos del Valle de Amblés) y por las Navas del Marqués.

Fuera de estas dos grandes bandas de diques también aparecen otros pero sus dimensiones son menores. Se esparcen por La Paramera de Avila, zona de enlace entre Gredos y Guadarrama, superficie elevada de Avila etc., (fig. 8).

Aparte de estos diques cuya tendencia general es la E-W existen otros cuyas direcciones podemos considerar excepcionales habida cuenta del escaso número con que aparecen.

Así, hay cuatro pórfidos con dirección N-S; tres en la superficie del Escorial que van desde Valdemorillo hasta Villalba y uno en el bloque del Piélago, al E. de Cenicientos. Otros tres de dirección NE-SW, dos en el bloque del Piélago (Casquet 1975) y uno en el metamórfico de Valdemorillo y alguno de rumbo NW-SE que rellenan fracturas en el anterior bloque.

Los de tendencia general E-W tienen un buzamiento constante hacia el N. oscilando entre los 65° y la subverticalidad. Algunos han vuelto a jugar posteriormente como fallas y muchos guardan señales en uno de los flancos de la roca encajante de intensa cataclasis del granito transformándole en granito rosa (episienita).

Todos ellos se caracterizan por ser más resistentes a la erosión que el granito circundante por lo que dan un relieve positivo que facilita su reconocimiento. Ahora bien, cuando alguno se inserta dentro de rocas metamórficas (lo cual es raro) no se aprecia este relieve y por tanto son difíciles de observar.

Así cuando los haces de diques E-W poseen longitudes considerables, del orden de los 40-70 Kms., individualmente cada dique tiene una longitud bastante menor, presentando el haz esa dimensión debido a la disposición en relevo que presentan los diques. Algunos se anastomosan, aunque este fenómeno no sea muy frecuente.

Los límites laterales con la roca de caja suelen ser netos y tajantes pero, a veces, se producen mediante un tránsito gradual en el que resulta difícil discernir entre uno y otro.

El tipo de roca que los constituyen es de composición granítica, de tonos claros, con textura afanítica en los bordes del dique " de la que se pasa insensiblemente, por aumento de la proporción de fenocristales a las zonas centrales del dique muy cristalizadas" (Fúster e Ibarrola, 1953) donde es patente la textura porfírica.

En la matriz, los minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, clorita y sericita siendo los fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y biotita.

Son, pues, rocas de carácter ácido "cuya composición varía desde términos granodioríticos a graníticos" (Aparicio et. al. 1975). Su origen, según Fúster e Ibarrola (1953), es claramente magmático mientras que para García de Figuerola (1956 bis) y San Miguel Arribas y Fernández Polo (1959) no es tal sino que se debe a esfuerzos tectónicos que trituran la roca, la milonitizan, transformándose en pórfido por recristalización posterior y movilidad ascendente.

b) Lamprófidos.

Asociados con los anteriores y dispuestos paralelamente a ellos se encuentran los diques de lamprófido de longitud y espesor menor que la de aquellos.

Debido precisamente a esta asociación y a su menor longitud de afloramiento, que dificulta su localización en campo, es por lo que en la cartografía se señalan conjuntamente con los pórfidos, no diferenciando entre unos y otros.

Al igual que los anteriores todos tienen una dirección con tendencia general E-W pero con inflexiones más o menos acusadas.

Los contactos con el granito son siempre muy netos y se puede observar bien los fenómenos de cataclasis producidos en él.

La roca que integra estos diques es de color gris-verdoso con variaciones a términos más oscuros. Es una roca básica de grano fino con textura porfídica frecuente cuya pasta está formada esencialmente por plagioclasas, biotita, cuarzo y calcita y los fenocristales por piroxenos, anfíboles, plagioclasas, cuarzo, ortosa, etc., como accesorios figuran magnetita, sulfuros, ilmenita etc.

Estas rocas se consideran procedentes de un magma basáltico (Fúster e Ibarrola 1953, Fúster 1955).

c) Episienitas.

Se entienden por tales los diques sieníticos que deben su origen a procesos tectónicos sobre el granito. Antiguamente se les consideraba diques sieníticos, sin embargo, hoy en día se les asigna el nombre de "episienitas por sustracción" indicando con

ello que son granitos en los que por emigración del cuarzo se transforman en episienitas.

Se distinguen perfectamente por su típico color rosa producido por inclusiones de óxidos de hierro en los feldespatos. Según Ugidos (1974) se producen por emigración de disoluciones hidrotermales enriquecidas en sodio a través de probables fracturas desarrolladas en la roca cuando ésta aún estaba consolidándose.

Desde luego, es evidente el carácter cataclástico de estos diques, de tal forma que muchos de los bordes cataclásticos que presenta el granito alrededor de los diques de pórfido constituyen estas episienitas.

Esto es perfectamente observable en los alrededores de Avila siendo especialmente visible en el asentamiento de la muralla sur de la ciudad.

En nuestra opinión, resulta claro su origen tectónico, es más un determinado tipo de fracturas (como se verá más adelante) se caracteriza por la presencia de zonas episieníticas (de carácter lenticular que no puedan considerarse como diques).

Las direcciones predominantes en las que se forman estos diques es la E-W y la W N W. (Muchos de ellos están íntimamente relacionados con los diques de pórfido y aplita aunque también hay algunos aislados que no se relacionan con éstos).

d) Aplitas y granitos con nódulos.

No se presentan con la misma abundancia que los pórfidos. Tan solo se encuentran diques de importancia en las zonas del tramo alto del Alberche y El Berrocal (fig.8) existiendo mayor número de ellos al S. del Valle del Alberche que al N. del mismo.

Inmediatamente al N. de Hoyo de Pinares se extien-

den tres diques, dos de pórfido de 16 Km. de longitud y uno de granito con nódulos más corto que los anteriores. Están deformados, sufriendo arqueamientos, lo cual permite calcular el movimiento relativo de ciertas fallas así como un acortamiento general E-W.

Hay que destacar que así como el de nódulos tiene una petrología constante, uno de los de pórfido pasa, gradualmente, a granito con nódulos de donde se deduce la gran relación entre unos y otros, razón por la cual se describen conjuntamente.

En el tramo alto del Alberche se sitúa, entre el granito de Mijares y la falla del Puerto del Pico, un dique aplítico de 22 Km. de longitud cuya característica más notable es su paso lateral a pórfido en las proximidades de la falla del Puerto del Pico. Este tránsito es gradual comenzando por la aparición de fenocristales aislados, dentro de la aplita, cuyo número va aumentando hasta llegar a ser un auténtico pórfido.

Finalmente, en la zona del Berrocal es donde los diques aplíticos son más abundantes alcanzando el máximo desarrollo ya que algunos tienen una longitud inicial de 30 Km. (de los cuales tan solo afloran, hoy, 24 Km. debido a la intrusión del stock del Berrocal - Ubanell 1976 a -) y un espesor máximo de 150 m.

Aparte de estos, hay otros, repartidos por toda la región de mucha menor importancia que no se han señalado en la cartografía debido a sus reducidas dimensiones.

Mineralógicamente los diques de aplita están formados, en general, por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, moscovita y biotita y como accesorios apatito y circon. Todo ello con una estructura de grano fino o muy fino. Precisamente, este grano fino es el causante de la mayor resistencia a la erosión que el

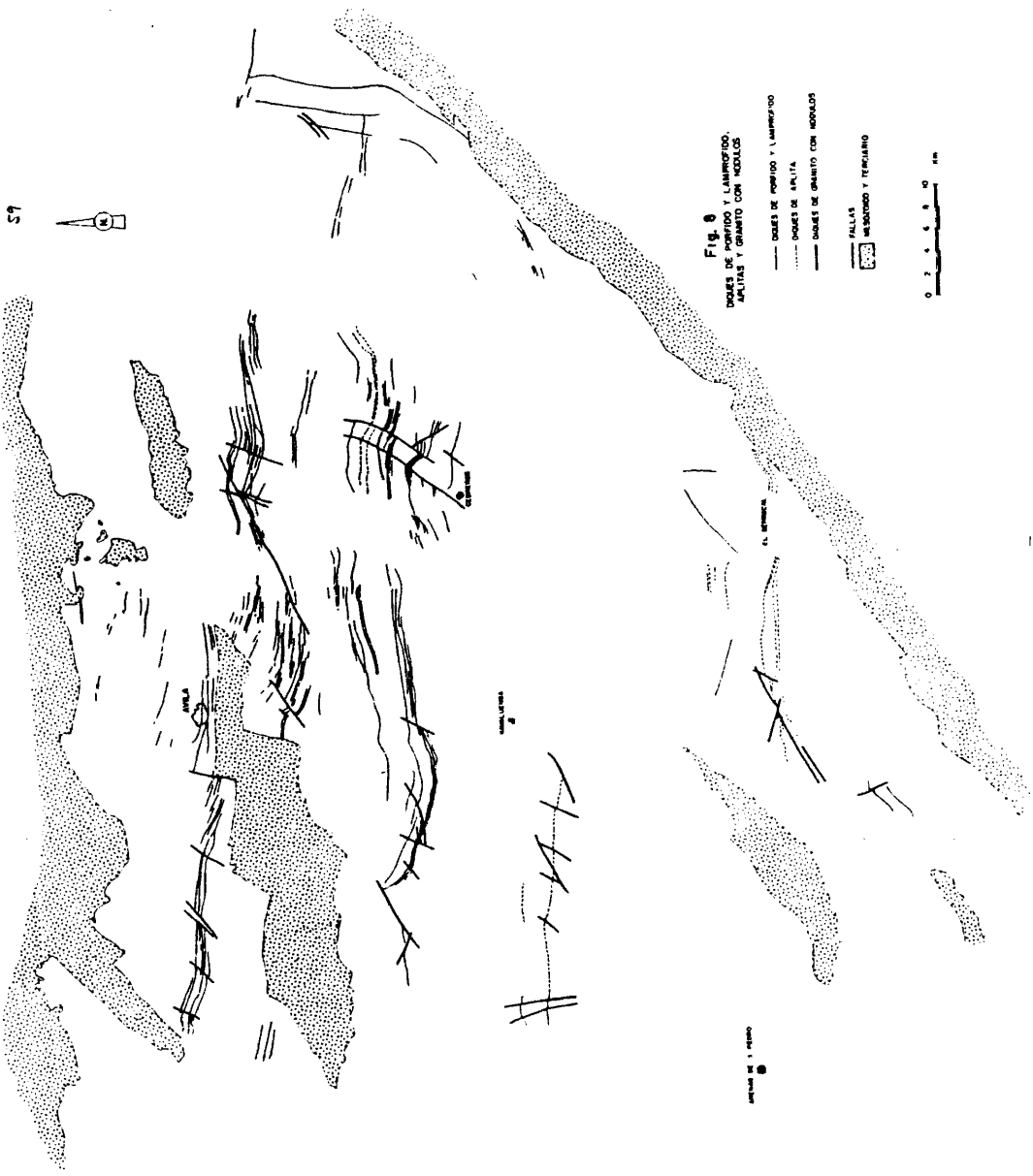


Fig. 6  
 DIQUES DE PORFIDO Y LAMINADO,  
 ANFITAS Y GRANITO CON NODULOS

- DIQUES DE PORFIDO Y LAMINADO
- ..... DIQUES DE ANFITAS
- — — DIQUES DE GRANITO CON NODULOS
- / — FALLAS
- ▨ MESOZOICO Y TERCIARIO

0 2 4 6 8 10 km

granito de caja dando, por lo tanto, resalte morfológico positivo.

Por su parte los diques de granitos con nódulos se caracterizan por ser de grano medio a fino con textura granítica con la misma composición mineralógica que las rocas graníticas pero con la particularidad de presentar unos nódulos milimétricos de dos tipos. Unos oscuros formados por concreciones de biotita y otros - claros formados por plagioclasas alteradas en sericita.

### 2.5.3.- Diques de dirección NE - SW.

#### a) El gran dique básico del Alentejo - Plasencia.

Sin duda alguna es este el dique más importante de la península Ibérica cuyo extremo N E. entra dentro de nuestra zona de estudio.

Constituye un dique de 500 Km. de longitud cuya potencia supera los 250 m., en algunos lugares, que ha sido ampliamente estudiado en la parte española por García de Figuerola (1963, 1965), García de Figuerola y Carnicero (1973), García de Figuerola et al. (1974) y en la parte portuguesa por Torre de Assunção (1949) y Teixeira et al. (1971).

En la provincia de Avila, la primera cita del mismo se debe a Martín Donayre (1879) que menciona unas diabasas en el puerto de Villatoro. Desde este lugar hasta su desaparición bajo - los sedimentos de la cuenca del Duero ha sido estudiado, recientemente, por García de Figuerola y Carnicero (1973) quienes ponen de manifiesto que la roca integrante del mismo es un gabro cuyos bordes se transforman en diabasa.

El dique básico corta a los demás diques de la región, de donde se deduce que es más moderno que ellos. Está despla

zado por fallas de dirección aproximada E-W y NNW.

Al NW de Cardeñosa sufre una desviación importante cambiando su dirección media de 50° a la posición E-W. Aquí el granito de caja experimenta procesos cataclásticos muy intensos apareciendo con él gran cantidad de vetas, diques de cuarzo y una brecha cuarcífera en el centro de esta zona cataclástica de unos 20 m. de potencia.

La roca básica no solamente adopta esta posición E-W - sino que además queda laminada por un cabalgamiento posterior a su intrusión que con esta misma dirección sitúa el metamórfico de Mingorria sobre el granito cataclástico siendo sorprendente como el espesor de la diabasa pasa paulatinamente de 15 m. a 2 cm.

La edad del dique ha sido establecida como del Triásico medio (comm. oral de García de Figuerola en la III Reunión sobre Geología del S.W.- 1975) o Jurásico (Schermerhorn et al., 1978).

El dique se ha formado como consecuencia de la distensión experimentada por una falla vertical profunda que llega hasta el manto superior. Este sufre un abombamiento hacia la corteza justamente debajo de la falla (Rosales et al., 1977). Para García de Figuerola et al. 1974) podría tratarse de un protorift abortado.

Hay que diferenciar, no obstante, entre la falla de Plasencia y el dique, ya que con posterioridad a la implantación del dique la falla vuelve a jugar como puede observarse por el hecho de que el dique está desplazado mientras la falla no y en que la falla, a veces, coincide con el dique y, a veces, corte próxima a él pero sin coincidir. A grandes rasgos se pueden distinguir tres grandes periodos evolutivos en este accidente.

- a) Fracturación de la corteza.
- b) Distensión e intrusión básica.
- c) Dislocaciones sobre la diabasa-Falla actual.

b) Cuarzos.

Los diques de cuarzo que aparecen según esta dirección (NE-SW) corresponden a dos tipos bien definidos: Unos a diques continuos y otros a fracturas a lo largo de las cuales, en determinados tramos de las mismas, intruye el cuarzo constituyendo diques. Esto, resulta claramente visible al observar estas fallas y ver como, en algunos sitios, se rellenan de cuarzo mientras que en otros éste está ausente. Lo cual indica que, para estos lugares concretos donde aparece el cuarzo, ha existido una distensión en el momento de intruír el cuarzo.

La mayoría de ellos se encuentran en el Valle del Alberche, aguas arriba del embalse del Burguillo. Sin embargo, la manifestación más abundante de cuarzo tiene lugar en el Valle del Tiétar, a lo largo de la "falla norte del Tiétar" y del contacto entre el granito de dos micas de Mijares y el granito biotítico. Aquí, en realidad, no es un dique de cuarzo continuo sino manchones aislados que originan cerros resistentes a la erosión.

Algunos de estos diques llevan mineralizaciones, en forma de bolsadas, de blenda, pirita, galena y calcopirita que han sido explotadas hace años, en pequeñas labores mineras. A veces contienen también uranio.

Después de la venida del cuarzo y de los metales experimentan una evolución estructural compleja estando sometidos a esfuerzos tectónicos que brechificarán el cuarzo.

Esta evolución según Martín Calvo (1968) consistiría en :  
1ª - fracturación de la roca y venida del cuarzo , 2ª - reapertura -

y brechificación del cuarzo con depósito de sílice microcristalina, uranio y sulfuros y 3º nuevos fenómenos de cataclasis y llegada de cuarzo concrecionado.

#### 2.5.4.- Diques de tendencias generales NNE y NS.

##### a) Tendencia sienítica.

Los diques que responden a este término son realmente escasos. Tan solo están presentes en La Serrota, zona de Avila, Puerto del Pico y el Herradón.

Tienen una potencia media de 2-4 m. y una longitud que, a veces, supera los 20 Km. La dirección dominante es la N-S con ligeras variaciones hacia el E y el W. (fig 9). y el buzamiento es subvertical. Se caracterizan por su típico color rojo ladrillo. El contacto con la roca de caja es neto y tajante.

Los primeros en estudiar este tipo de diques han sido Arenillas et al. (1975) los cuales señalan que está formado por una roca de grano fino en la que destacan escasos cristales grandes de feldespatos y biotita muy alterados. "El color rojo rosado se debe a finas partículas de óxido de hierro dispersas en toda la masa salvo en las plagioclasas. Se observa también una paragénesis antigua casi borrada, constituida por minerales accesorios: topacio, apatito, circon y cuarzo (?). Es posterior la aparición de minerales esenciales: biotita y plagioclasas; al final cristalizó el feldespato potásico". La clasifican como una roca de naturaleza sienítica y mediante el análisis químico la comparan con los granitos rosa descritos por Ugidos (1973) (episienitas según 2.5.2.) observándose en los diagramas de La Roche que los análisis de ambas rocas caen en lugares distintos. Lo cual resulta muy lógico si se tiene en cuenta que tienen orígenes diferentes. Así la roca sienítica es producida por "una intrusión -

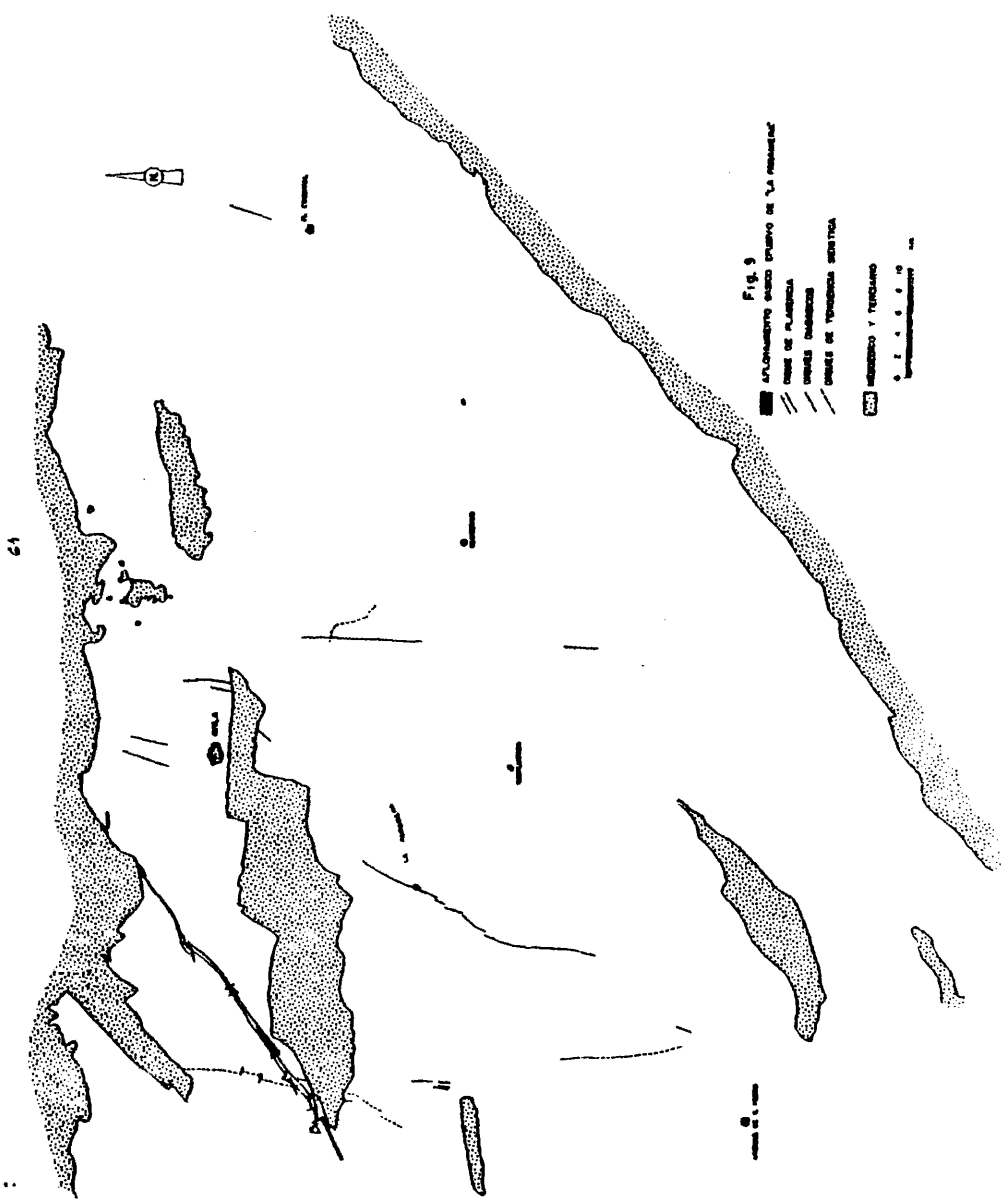


Fig. 9  
M. Municipio del río San Juan de la montaña  
▨ Área de inundación  
▨ Límite del terreno  
▨ Límite de terreno agrícola  
▨ Municipio y Topografía

magnética emplazada a favor de una falla tardihercínica" (Arenillas et alt. op. cit) mientras que los granitos rosa se originan por procesos tectónicos e hidrotermales que actúan sobre el granito (Ugi - dos op. cit).

b) Diabasas.

Constituyen un conjunto de diques muy característicos dispuestos en dirección N-S con fuertes buzamientos ( $> 65^\circ$ ). Son diques estrechos, no superan los 3 m. de anchura, siendo la potencia media de 1 a 0,5 m. Sin embargo, su longitud es grande - alcanzando, algunos, más de 20 Km. Su distribución es más o menos regular y uniforme (fig 9). El contacto con la roca de caja es - muy neto.

Son difíciles de distinguir sobre el terreno debido a que dan resalte morfológico negativo, por lo cual, en el campo, normalmente no se las distingue pues suelen estar cubiertos con suelo vegetal derrubios etc., y en fotografía aérea se confunden con fracturas. De hecho, muchas veces paralelamente a ellos se desarrolla una fractura. Para distinguirlos con claridad es necesario que esté la roca al descubierto o que exista un corte reciente.

La roca que los componen es básica, de color verde oscuro, con frecuente disyunción en formas redondeadas. A veces, contiene pequeñas oquedades rellenas de un mineral verdoso, prismático, que al microscopio se ha visto que es clinzoisita.

Es una roca de textura diabásica cuyos minerales - esenciales son plagioclasas y máficos. Aquellas están saussuritizadas mientras que éstos se transforman en cloritas, epidotas, serpentininas, etc, por efecto de una acción hidrotermal posterior a la implantación de los diques (com.pers.C. Casquet). También tiene opa

cos, algún anfíbol y cuarzo intersticial.

c) Cuarzos.

Se extienden uniformemente por toda la región con dirección media NNE y buzamiento elevado. Su espesor no sobrepasa los 10 m. y la longitud es, relativamente, grande superando los 10 Km. (fig. 10).

El cuarzo aparece con carácter lenticular, es decir no rellenan totalmente la fractura preexistente, lo cual, unido a que este cuarzo en unos lugares está mucho más brechificado que en otros, motiva el que estos diques den resalte morfológico positivo donde abunda más el cuarzo o donde éste está menos triturado, mientras que se produce resalte morfológico negativo cuando el cuarzo está ausente o se encuentra muy brechificado siendo fácilmente atacable por la erosión.

Con carácter discontinuo, en forma de bolsadas, se producen concentraciones de minerales metalíferos dentro de estos diques, algunos de los cuales se han explotado en pequeñas labores mineras.

Esta mineralización es de blenda, pirita, galena y calcopirita. Más raramente aparece uranio y otras menas asociadas a las anteriores tales como plata, oro, arsenopirita etc. En otros, como minerales de alteración, se forma gran cantidad de óxidos de hierro.

La evolución de estos diques ha sido estudiada por Arribas (1965) que establece:

- a) Fracturación del granito y depósito del cuarzo y de los sulfuros metálicos.

b) Fisuración del filón y venida uranífera. Esto es aplicable sólo para el caso en que contienen uranio.

c) Brechificación del dique.

Recientemente, Samper (1977) también pone de manifiesto que después de la deposición de los sulfuros, éstos padecen efectos cataclásticos.

#### 2.5.5.- Diques con otras disposiciones.

a) Pegmatitas.

Tan solo se encuentran en la ladera N. del Valle del Tiétar, donde son muy abundantes, insertos en el granito de dos micas de Mijares. Fuera de este granito aparecen muy esporádicamente pero su extensión y espesor son tan pequeños que no se han cartografiado.

Están formados, principalmente por cuarzo, feldespatos (ortosa y microclina) y moscovita dando lugar a las típicas rocas pegmatíticas de color claro, grandes cristales, etc.

Los diques suelen presentar direcciones que varían desde la NE-SW a la E-W aunque son frecuentes grandes masas en las que el determinar su dirección resulta problemático. Según Fúster e Ibarrola (1951), que son los únicos autores que han estudiado estas pegmatitas, en algunos lugares alcanzan los 30 m. de potencia, si bien lo normal suelen ser espesores de 2-3 m.

b) Granito de dos micas.

Tan solo existe un dique, en la zona estudiada, que responda a esta terminología. No obstante, debido a su importancia estructural lo incluímos aquí.

Se trata de un dique circular situado en La Paramera de Avila, al NW del pequeño afloramiento de granito de dos micas (2.3.5.-b.1) y a la izquierda del Km. 9 de la carretera de Toledo a Avila en dirección hacia esta última (ver mapa geológico).

Es de reducidas dimensiones, formando un óvalo de 500 m. de longitud y 300 m. de anchura. El espesor del dique es de 3 a 5 m.

Está formado por granito de dos micas de grano fino análogo al descrito en (2.3.5.-b.1). Por ser de grano fino da resalte morfológico positivo.

c) Baritina.

Pocos son los diques rellenos con este material que merecen citarse. La mayoría de ellos se encuentran en el bloque del Piélagos en las inmediaciones de las localidades de Cenicientos y Almorox. Algún otro aparece cerca de Colmenar del Arroyo (fig.10).

En realidad, no son estrictamente diques de baritina, sino fracturas rellenas con baritina y cuarzo en las que en unos lugares abunda más el cuarzo y en otros la baritina.

Estos filones llevan mineralizaciones acompañantes de sulfuros metálicos.

Los primeros en estudiar estos filones fueron Gálvez-Cañero et al. (1950) que señalan un filón de baritina de 13 Km. de longitud y 6 m. de potencia en Cenicientos. Conocido como mina desde el año 1568 se han extraído de él cuarzo, baritina, galena, calcopirita y algo de plata. Estos autores citan también malaquita, azurita y bornita en los situados cerca de Almorox. Tienen dirección WNW-ESE.



FIG. 10  
SITUACION DE LOS DOMOS DE CUERVO Y BARTINA

DOMOS DE CUERVO  
MASAS LENTICULARES DE CUARZO  
DOMOS DE BARTINA  
MESOZOICO Y TERCIARIO

0 2 4 6 8 10 km

67

INSTITUTO GEOLOGICO NACIONAL

2.5.6.- Relaciones estructurales entre estos diques y significado de las mismas.

a) Diques E-W.

Los diques de pórfido y lampróvido de dirección E-W son los más antiguos de todos (1) ya que son cortados por los de cuarzo, diabasa, tendencia sienítica, baritina y el dique de Plasencia (su relación con las episienitas y aplitas es muy estrecha como veremos más adelante).

El límite inferior son los 278 ± 16 m.a. que es la edad asignada por Méndes et al. (1972) al granito biotítico en el que se insertan. El límite superior lo constituirá el Triásico medio o el Jurásico que es la antigüedad del dique de Plasencia el cual corta a estos diques. Sin embargo si se tiene en cuenta su origen se deduce que deben estar más próximos a su límite inferior que al superior pues se forman cuando estando la parte externa del plutón consolidada la interna todavía no lo está (Mc. Mahon Moore - 1975).

Naturalmente esto es para el caso de que sean de origen magmático como afirman Fúster e Ibarrola (1953).

Si por el contrario su origen se debe a esfuerzos tectónicos, según García de Figuerola (1966 bis), el plutón tendría que estar ya consolidado aunque con la suficiente movilidad como para que el material triturado del plutón pudiera consolidarse en forma de dique en niveles superiores. En este caso serían algo más modernos.

Nuestro parecer, desde el punto de vista tectónico, es que la mayoría de ellos son magmáticos, algunos otros deben haberse formado por el mecanismo propuesto por García de Figuerola, y otros pocos pueden tener su origen en simples grietas de distensión, producidas en el granito, hacia las cuales han emigrado el cuarzo de los alrededores

(1). Exceptuando los de pegmatita, pues estos se encuentran en un granito más antiguo que el granito en que se insertan los de pórfido y se han formado en la etapa final del asentamiento plutónico en el que yacen.

obteniéndose así una zona lineal enriquecida en cuarzo lo cual la hace más resistente a la erosión y por tanto resalta morfológicamente dando aspecto de dique de pórfido.

Un buen ejemplo de esto último se observa en La Paramera donde en tales "diques" resulta imposible fijar su límite exacto respecto al granito.

Por todo ello, independientemente de su origen, creemos que los diques de pórfido y lampróvido de dirección E-W son tardihercínicos - precoces.

Los diques aplíticos y de granito con nódulos situados al N. del paralelo del Valle del Alberche deben estar íntimamente relacionados con los de pórfido como lo demuestra el hecho de que un dique de aplita pase lateralmente, de E a W de una manera gradual, a pórfido (tramo alto del Alberche) y el que alguno de pórfido se transforme en sus bordes en aplita.

Sin embargo, las aplitas que se encuentran al S. del Valle del Alberche, concretamente las del bloque del Piélagos, en principio podría decirse que no se observa una clara relación con los diques porfídicos siendo el relleno de grietas de tensión producidas por el movimiento dextral de las fallas NE-SW (Ubanell 1976 a).

De no existir una relación entre pórfidos y estas aplitas, se infiere que la edad de unos y otros no tiene por que ser la misma. Sin embargo más adelante veremos que esta relación puede surgir dependiendo del tipo de interpretación tectónica que se elija para explicar la situación de los mismos. Por otra parte en el capítulo correspondiente a la fracturación se comentará más ampliamente esta cuestión.

En cuanto a las episienitas hay dos grupos: unas asociadas a diques porfídicos y otras independientes de ellos.

La antigüedad de las primeras debe ser similar a la de los pórfidos si se tiene en cuenta que, según Ugidos (1974), se producen cuan-

do la roca granítica aún estaba consolidándose.

La edad de las segundas es más reciente, sin que se pueda precisar con exactitud. Tan solo se puede afirmar que, en el Puerto del Pico, estas episienitas cortan a un dique de tendencia sienítica y como sabemos que estos diques de tendencia sienítica cortan a los pórfidos (Ubanell 1976 b) es evidente que tienen que ser más modernas que aquellas asociadas a pórfidos.

Respecto al significado estructural de los diques de pórfido y lamprófido se nos ocurre señalar tres posibilidades:

- 1ª) Los diques pueden pertenecer al cortejo acompañante de una intrusión plutónica.
- 2ª) Los diques se producen como consecuencia de una flexión de la corteza.
- 3ª) Los diques se originan en grietas de distensión causadas por empujes E-W o distensión N-S.

1ª) La primera posibilidad a considerar es que se formasen como consecuencia de una enorme intrusión plutónica en cuyos bordes laterales se originarían sus correspondientes diques acompañantes (fig 11 a).

Sin embargo en nuestro caso concreto hay que tener en cuenta algunas objeciones. Es un hecho innegable que la mayoría de los diques buzán hacia el N., luego estaríamos viendo solamente los pórfidos del borde S. de ese gran plutón. ¿Que pasaría con los situados en el borde N. cuyo buzamiento debería ser hacia el S.?. La explicación más lógica sería suponer que se encuentran bajo los sedimentos terciarios de la fosa del Duero. Ahora bien si este supuesto plutón tuviera una anchura tal, su longitud tendría que ser bastante grande y esto no se observa en los actuales mapas geológicos. Además, puesto que los diques tienen dirección E-W este batolito también presentaría esta dirección lo

cual tampoco es visible.

Por otra parte tendría que tener su límite S. cerca del límite S. de los diques y esto, desde luego, no ocurre ya que al sur del río Alberche sigue existiendo granito biotítico (exceptuando, claro está, los granitos de dos micas, leucogranitos etc.). Cabe aducir que aunque sea el mismo tipo de granito corresponden a intrusiones distintas. Mientras no se realicen estudios petrológicos sobre este tema, efectivamente, cabe tal posibilidad.

Hay otra objeción a esta idea que se infiere del conocimiento geológico regional. En la región central del Macizo Hespérico los diques de pórfido se presentan en líneas generales en dirección E-W, en la zona de nuestro estudio, en los Montes de Toledo (com. pers. M.E.-Alba Torreiro), en extremadura (García de Figuerola et al. 1974), etc. lo cual indica que responden a un fenómeno geológico general y no meramente local.

2ª) La segunda posibilidad es que se produzcan como consecuencia de una flexión de la corteza (fig. 11,b) opinión ya expresada verbalmente por el Prof. García de Figuerola.

En este caso el basamento de la actual cuenca del Duero había estado a un nivel superior al actual Sistema Central. La flexión sería doble correspondiendo a las dos bandas principales de diques - la de la Sierra de la Paramera y la de la Sierra de Avila -. Esto explicaría perfectamente el buzamiento de los diques y su distribución, pero la misma razón anterior de la geología regional aplicándola aquí nos daría toda la zona central del Macizo Hespérico como zona de "flexiones". En este caso, al igual que sucede en Groenlandia (Wager and Deer, 1938) existiría una elevación respetable de una zona con respecto a otra que serían igualadas posteriormente por el desarrollo de la gran superficie precretácica. El resultado final es que en el bloque N. tienen que estar representadas facies litológicas, metamórficas etc. más profun -

das que en el bloque S.

Esto, en el estado de nuestros conocimientos actuales, es difícil de averiguar pues la orogenia Alpina con su tectónica de bloques y sus correspondientes movimientos en la vertical, a lo largo de fallas, ha trastocado profundamente la disposición inicial. No obstante es una posibilidad a tener en cuenta que quizá se aclarase realizando un estudio de estos diques a escala del Macizo Hespérico.

3ª) La tercera posibilidad es la de un origen debido a empujes tectónicos de dirección E-W o una distensión N-S.

En efecto, si sometemos a la corteza a esfuerzos compresivos E-W o distensivos N-S en el momento en que una serie de intrusiones plutónicas están consolidándose, en los niveles superficiales de estas - ya rígidos - se producirán fracturas E-W de distensión que se rellenarán de material todavía no consolidado.

La ventaja de esta hipótesis sobre las otras dos es que explica la distribución regional de los pórfidos y relaciona los pórfidos con las aplitas del Bloque del Piélago. No explica, en cambio, el buzamiento hacia el N. de los mismos. Ahora bien esto puede solucionarse si admitimos una tectónica de bloques preterciaria que hiciera bascular los bloques de La Paramera y Avila hacia el S. La tectónica de bloques Terciaria daría la actual configuración.

El admitir esto es perfectamente válido pues a partir de la época tardihercínica la corteza se comporta de un modo rígido.

Al hablar de la fracturación, con más elementos de juicio, volveremos a tocar este tema.

En cuanto al significado estructural de los diques apliticos y de granito con nódulos, que deben estar muy relacionados con los de pórfido, caben distinguir dos grandes grupos:

- 1) Los situados al N. del Valle del Alberche.
- 2) Los ubicados al S. del Valle del Alberche particularmente los

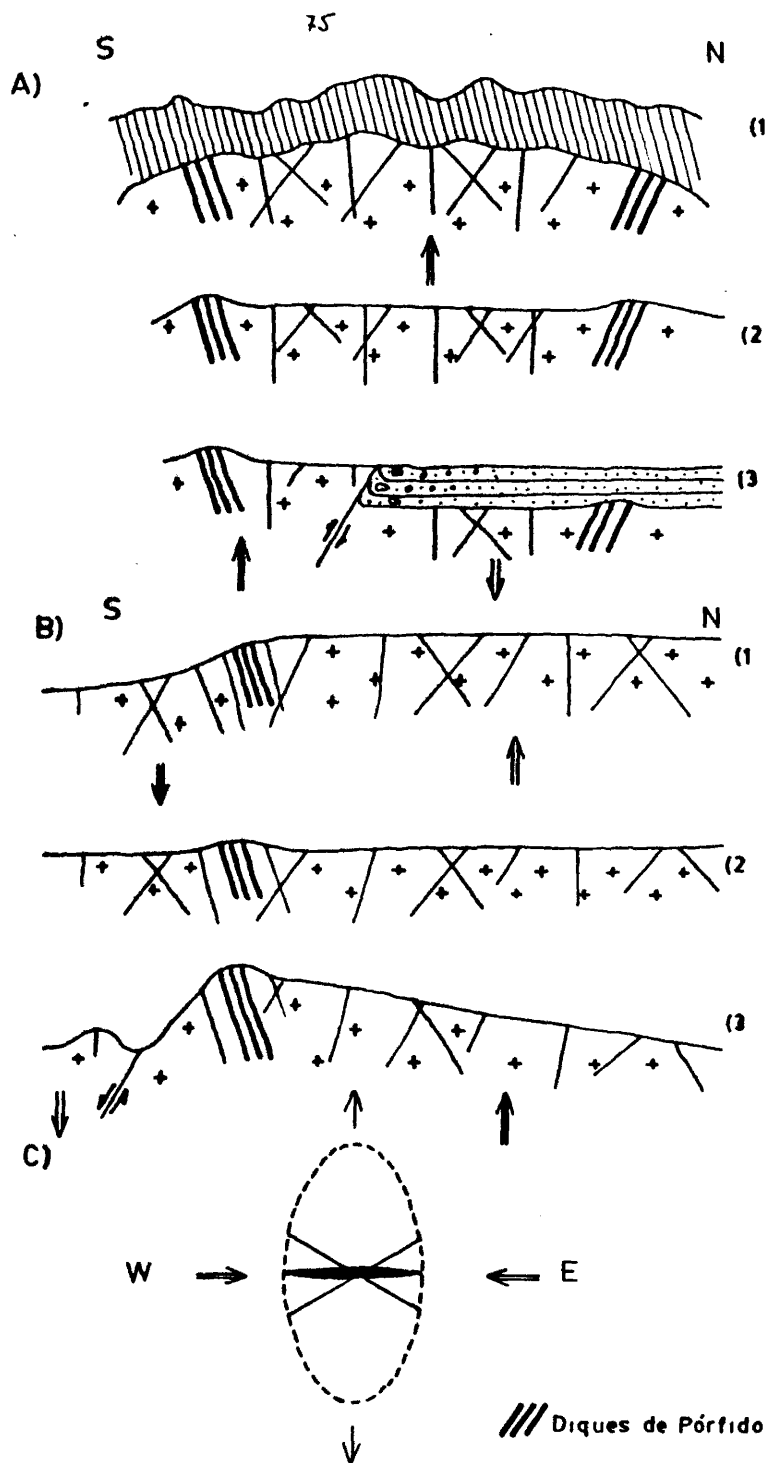


Fig. 11 - Explicación en el texto

del bloque del Piélagu.

1) Los situados al N. del Valle del Alberche o en el mismo valle tienen una estrecha relación con los de pórfido como se puede ver por el tránsito gradual, dentro de un mismo dique, de un tipo a otro.

Quizás, los diques aplíticos representan diques de composición porfídica enfriados más rápidamente o bien la parte más superficial de los pórfidos que, naturalmente, por estar más cerca de la superficie sufren el enfriamiento muy rápido. Naturalmente esto es una idea que surge a la vista de los afloramientos en campo, pero que tendría que ser comprobada mediante un estudio petrológico que se sale de nuestro estudio.

2) Los diques aplíticos del bloque del Piélagu ya se han interpretado en una publicación anterior (Ubanell 1976 a) como zonas de tensión producidas por el movimiento dextral de las fallas NE-SW.

Finalmente los diques de episienitas ponen de manifiesto la existencia de fallas en el granito a través de las cuales se ha producido una actividad hidrotermal importante. Fallas que se originan cuando el granito está consolidándose (Ugidos 1974).

b) Diques NE-SW.

El más destacable de estos es el dique de Plasencia, el cual señala una etapa de distensión cortical en el Triásico medio o Jurásico que es la edad asignada a la roca básica que contiene.

Puesto que la intrusión básica se realiza en un solo acto (García de Figuerola y Carnicero, 1973) la distancia principal también corresponde a un solo momento. Después de ésta, en ciertos lugares localizados, se produce una segunda distensión de mucha menor importancia que se corresponde con el agregado cuarzo-mirmequítico presente en algunos sitios del dique.

Como se ha dicho anteriormente el dique rellena una falla pro-

funda que llega hasta el manto superior. Para García de Figuerola et al. (1974) representa un posible protorift abortado.

Hay que señalar que al E. del dique de Plasencia no hemos encontrado otros diques básicos con esta dirección, sin embargo al W. del mismo si los hay. Fuera de nuestra zona de estudio, al W. de Muñico hemos visto diques básicos de dirección NE-SW; más al W. en la región salmantina, (según con. pers. de J. Saavedra) también existen.

Esto nos lleva a una consideración que, si bien se sale del marco de la región estudiada, es interesante tener en cuenta. Pensamos que esto es el reflejo de una mayor fragilidad de la zona situada al W. del dique de Plasencia mientras que la situada al E. del mismo presenta más ductilidad; lo cual también queda patente al analizar las estructuras hercínicas en el SW del Macizo Hespérico. En efecto si observamos las bandas de cuarcita Armoricana que se extienden por la región extremeña (fig. - 12) vemos como al E. del dique de Plasencia éstas se arquean en las proximidades del mismo por el efecto del movimiento de la falla de Plasencia, mientras que, al W. del dique, en vez de estos arqueamientos, se producen en estas bandas dislocaciones a lo largo de fallas más o menos paralelas a la de Plasencia.

Respecto a los diques de cuarzo que poseen esta dirección, NE-SW., sólo puede precisarse, de su edad, que son posteriores a los E-W (pórfidos, lamprófidos, etc.) y anteriores a los cuarzos de dirección NNE. no pudiéndose establecer de momento su relación con los demás si bien más adelante en 3.3.2.A, se precisará esta relación estableciéndose su significado tectónico.

Respecto al significado tectónico del cuarzo presente en determinados tramos de fracturas puede interpretarse de tres formas: (fig. 13).

- a) Se forman al mismo tiempo que la falla de cizalla en la que se encuentran como consecuencia de los huecos que se producen a lo largo de ella por el alabeo de la misma. (fig. 13 a).



Fig. 12.- Esquema interpretativo del desplazamiento hacia el E. de la falla de Plasencia. Trazo grueso continuo: posición actual de la falla de Plasencia. Trazo grueso discontinuo: posición inicial de la misma. (La base se ha tomado sobre una imagen LANDSAT en banda 6).

- b) Se forman después de la falla por efecto de una compresión general, que actúa sobre una corteza dividida ya en bloques, y que origina el movimiento diferencial de éstos, produciendo huecos entre determinados bloques en los que se inserta el cuarzo (fig. 13 b).
- c) Se forman a consecuencia de una distensión general.

Esta última es la menos probable; pues una distensión general daría lugar a diques de cuarzo con gran continuidad, en contra de lo observado en campo - diques discontinuos -. Tampoco puede afirmarse categóricamente que todos los diques de cuarzo encajen con la idea a) o b) sino que lo más probable es que algunos se formen por el mecanismo a) y otros por el b) incluso, pueden participar de los dos mecanismos.

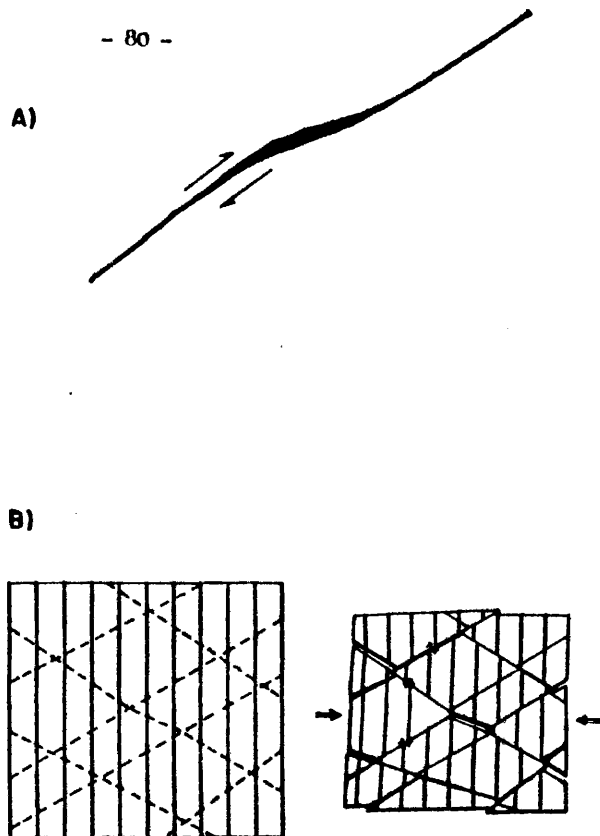
Como ya se dijo en 2.5.3. estos filones sufren tres etapas tectónicas: 1) fracturación de la roca y llegada del cuarzo, 2) reapertura y brechificación del mismo y 3) cataclasis.

c) Diques N.N.E. y N-S.

De las relaciones temporales de diques, observadas en campo, los diques de cuarzo de dirección NNE resultan ser los más modernos.

Desde el punto de vista estructural han sido analizados por diversos autores. García de Figuerola (1958) identifica los diques de cuarzo del bloque del Piélagos con los "sierros" de la provincia de Salamanca. Estos están definidos por García de Figuerola y Parga (1971) como "gash de tensión" "relacionados con la fracturación NE-SW de edad tardihercínica". Capote y Fernández Casals (1971) al estudiar los filones de cuarzo de la comarca de Avila señalan que corresponden a fracturas de tensión producidas durante el movimiento sinistral de las fallas NE-SW.

Nuestra opinión concuerda exactamente con las ideas de los anteriores autores. Creemos que son fracturas de tensión rellenadas de



**Fig. 13 -** Explicación de los tramos con cuarzo en las fallas NE-SW:  
a) Formación al mismo tiempo que la falla en huecos producidos por el movimiento de la misma.  
b) Formación posterior a la falla en aperturas originadas entre bloques por el movimiento diferencial de estos (según TIKMAS, 1974 a).

cuarzo durante el movimiento sinistral de los grandes desgarres NE-SW.

Después del relleno de cuarzo y como se dijo en 2.5.4. padecen una etapa de fisuración y otra posterior de brechificación.

Los diques de disposición N-S, las diabasas y los de tendencia sienítica, nos ponen de manifiesto la existencia de fracturas profundas a través de las cuales afloran materiales de la corteza inferior - diabasas -. Los de tendencia sienítica guardan estrecha relación con las diabasas (en el Puerto del Pico se vé el tránsito de unos a otros). Su estudio es muy complejo y se sale ya de nuestro marco. Por otra parte J. Saavedra está realizando un minucioso trabajo sobre ellos y esperamos que cuando lo publique se aclaren las relaciones entre unos y otros.

d) Otros diques.

Finalmente los diques con otras disposiciones son muy distintos entre sí, estructuralmente hablando.

Así las pegmatitas que dijimos se encontraban, fundamentalmente, en el granito de Mijares, granito de dos micas anterior al biotítico, es evidente que debieron formarse en las etapas finales de la consolidación de dicho plutón y como este plutón es anterior al granito biotítico resulta que, en sentido estricto, estas pegmatitas son los diques más antiguos de todos ya que los demás arman en el granito biotítico.

En cuanto al dique circular de granito de dos micas, de su cartografía, se deduce que parece ser un dique cónico o anular. Nuestra opinión es que debe tratarse de un dique anular formado al consolidarse la masa plutónica infrayacente de granito de dos micas. El significado de este dique es muy interesante pues permite deducir la presencia de un cuerpo granítico a poca profundidad todavía no descubierto por la erosión aquí, si bien en las inmediaciones hay afloramientos de este granito con grano muy fino como corresponde a las zonas apicales del mismo. El emplazamiento de este granito debió de producirse cuando las rocas

situadas por encima del mismo tenían ya unas determinadas condiciones de fragilidad, lo cual permite suponer que su intrusión tiene lugar en niveles relativamente superficiales y por lo tanto ya se había desarrollado una erosión importante sobre el granito.

Por último, los diques de baritina deben su origen a fracturas pre-existentes de los sistemas WNW-ESE y NE-SW que en un momento dado, bajo una etapa de tensión se produce una dilatación de estas fracturas - acompañadas de la intrusión filoniana.

#### 2.5.7.- Conclusión.

De lo anteriormente expuesto se deduce que las principales tendencias con que aparecen los diques en esta zona son:

- E-W (pórfidos, lamprófidios, episienitas, aplitas y granitos con nódulos).
- NE-SW (dique de Plasencia y diques de cuarzo).
- N-S (diques de tendencia sienítica y diabasas).
- NNE (diques de cuarzo).
- Otras disposiciones (pegmatitas, granito de dos micas y baritina).

La cronología relativa de los mismos no puede establecerse con absoluta seguridad puesto que no siempre se ven las relaciones mutuas entre todos los tipos. No obstante de las relaciones observadas en campo y de las deducciones de tipo estructural se puede inferir que la cronología de ellos, de más antiguo a más moderno, es:

- 1) Pegmatitas (del granito de Mijares).
- 2) Pórfidos, lamprófidios, episienitas, aplitas y granito con nódulos (diques E-W).
- 3) Cuarzo con dirección NE-SW.
- 4) Diques de dirección N-S Diabasas y de tendencia sienítica.
- 5) Diques de baritina.
- 6) Diques de dirección NNE - Cuarzos --.

7) Dique de Plasencia (NE-SW).

Respecto al de granito de dos micas no se ha podido averiguar su cronología exacta y sólo puede decirse que es anterior a los cuarzos NNE. Las principales conclusiones tectónicas que se han obtenido de su estudio son:

- 1) Pegmatitas. Indican la etapa de asentamiento plutónico del granito de dos micas de Mijares.
- 2) Pórfidos, Lamprófidos, etc. Pueden señalar una de estas tres - posibilidades:
  - a) Asentamiento de un plutón situado en dirección E-W.
  - b) Flexión de la corteza.
  - c) Empujes compresivos E-W o distensivos N-S.
- 3) Cuarzos con dirección NE-SW.- Ponen de manifiesto uno de estos - dos mecanismos.
  - a) Fallas de cizalla en las que se producen huecos.
  - b) Compresión general sobre una corteza compartimentada en bloques.
- 4) Diques N-S (diabasas y tendencia sienfítica).- Nos marcan fracturas profundas de distensión rellenas de material igneo.
- 5) Cuarzos de dirección NNE.- Señalan una etapa de distensión originada por el movimiento sinistral de las grandes fallas NE-SW.
- 6) Dique de Plasencia.- Indica distensión cortical en el Triásico medio o en el Jurásico.

2.6.- Rocas Sedimentarias.

2.6.1.- Introducción.

Escasos son los afloramientos de rocas sedimentarias que quedan dentro de la "Cordillera". Tan solo se limitan a las pequeñas -

fosas interiores recubiertas, parcialmente, con sedimentos terciarios que yacen sobre retazos de rocas mesozoicas, o sobre el propio basamento Hercínico.

Por contra, fuera de ella, destacan las dos grandes fosas del Duero y del Tajo, con su gran extensión de Terciario situado sobre el substrato Hercínico o Cretácico. La ausencia de triásico, Jurásico y Cretácico inferior trae consigo un vacío sedimentario que motiva la falta de datos desde la época tardihercínica hasta el Cretácico superior. A partir de éste la columna estratigráfica está bastante completa existiendo rocas, en mayor o menor cuantía, desde el Paleoceno hasta el Plioceno. (1).

Esta sucesión se vé más completa en la cuenca del Duero donde se identifican cada una de las series terciarias mientras que se observa más restringida - faltan algunos términos - en la cuenca del Tajo, quizás sea debido a falta de afloramientos, ausencia de fósiles, vacío sedimentario, etc.

De manera muy resumida se exponen a continuación los afloramientos de estas rocas con sus principales características, lo cual servirá para intentar esbozar la evolución estructural del Sistema Central en los tiempos Alpinos.

Se han agrupado por un lado los sedimentos del Paleoceno y Eoceno y por otro lado los del Oligoceno y Mioceno, por que, si bien en ciertos lugares su diferenciación no ofrece problemas, en otros es difícil de realizar, incluso, actualmente, se están revisando las edades asignadas a estos sedimentos modificándose gracias al hallazgo de fósiles. Conocedores de esto, preferimos diferenciar solamente los grupos que no ofrecen ninguna duda.

(1). En este trabajo no se considera el Cuaternario.

#### 2.6.2.- Sedimentos Cretácicos.

Los afloramientos cretácicos (fig. 14) se encuentran en la región NE del área estudiada, aislados unos de otros. Tan sólo el de Vegas de Matute se continúa con la orla cretácica que se extiende, en el borde N. de la "Sierra", por Segovia, Sepúlveda, etc. Son afloramientos de escasa extensión pero de gran importancia paleogeográfica; De S. a N. pueden distinguirse los siguientes:

##### Borde Sur.

- Valdemorillo.
- Villalba.

##### Borde Norte.

- Campo Azalvaro.
- San Rafael. (1)
- Villacastín.
- Vegas de Matute.

El afloramiento de Valdemorillo se conoce desde los estudios de Casiano del Prado (1864) siendo después modificados por Gálvez Cañero y Jordana Solér (1941) al realizar la hoja geológica 558 (Villaviciosa de Odón). Sin embargo, hemos de señalar que estamos más de acuerdo con la idea de Casiano del Prado, que asigna a las calizas una longitud de 9 Kms., que con lo expuesto después por estos dos autores, que dan 16 Kms. de longitud para las calizas. Estos debieron de confundir las calizas terciarias silíceas con las cretácicas obteniendo así los 16 Kms. citados.

La serie estratigráfica consta de muro a techo de un tramo arenoso equiparable a las facies utrillas, otro margoso y un tercero calcáreo.

(1). El afloramiento de San Rafael queda fuera de la zona y por tanto no lo estudiamos si bien lo citamos por considerarlo importante - dado su carácter residual.

En Villalba hay una cita de San Miguel de la Cámara et al. (1956) señalando unas arenas y calizas cretácicas de extensión reducidísima pero de un gran valor geológico ya que se encuentra en línea con los cretácicos de Guadalix-Manzanares el Real y señalan la fractura que se extiende desde Torrelaguna a Villalba continuándose hacia el SW.

En el borde N., en Vegas de Matute, es donde la columna está mejor representada comenzando con arenas silíceas y margas abigarradas, continúa con calizas arenosas cavernosas, de color ocre, calizas y calizas margosas finalizando con margas y calizas de color blanco. La potencia total es de unos 80 m.

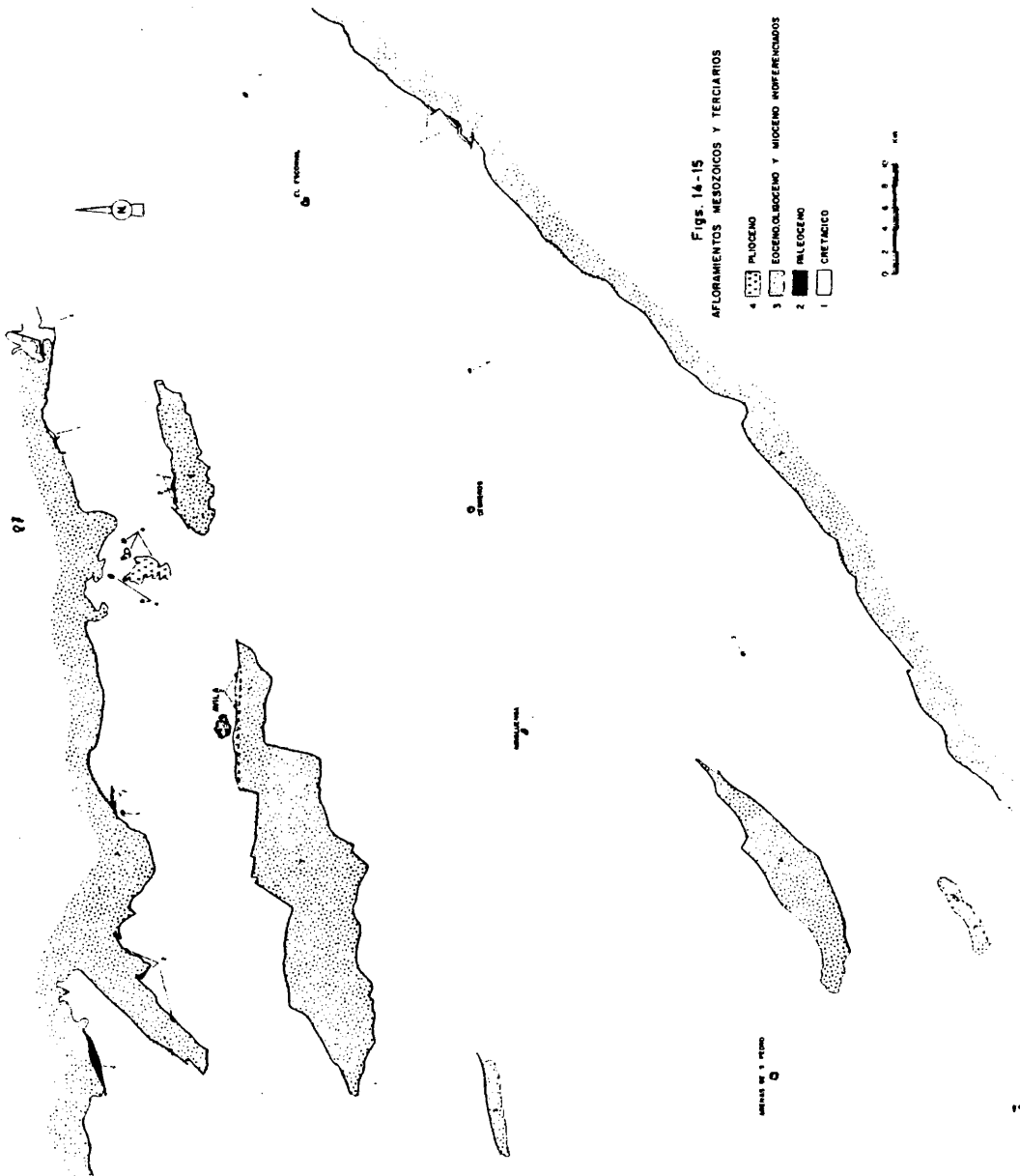
A muy poca distancia, en Villacastín (exactamente en Ituro y La - ma) hay ya ligeros cambios en la sedimentación y en los espesores.

Sin embargo donde es más acusado este cambio es en el afloramiento del Campo Azalvaro. Aquí toda la serie es eminentemente areniscosa, el equivalente de las calizas son unos tramos de areniscas calcáreas que contienen moldes de pelicipodos análogos a los que hay en Valdemorillo en las últimas capas cretácicas. En este cretácico de Campo Azalvaro todavía no se han encontrado fósiles determinativos de una edad, pero por las facies y por la similitud de los fósiles encontrados con los de otros lugares cretácicos le asignamos esta edad. Por otra parte esto no es nuevo ya que en algún otro trabajo se cita ya este afloramiento (Pardo Tirapu 1972).

Pese a su pequeñez es de gran interés por ser el lugar más occidental, dentro de la Sierra, donde se encuentran restos cretácicos.

Estos restos recuerdan mucho a los de Valdemorillo y denotan una gran influencia continental posiblemente sean los sedimentos marinos más occidentales depositados en esta zona.

Si se observa el Cretácico a escala regional, dentro del Sistema Central, se puede ver como las potencias de la serie disminuyen hacia el SW. En Torrelaguna es de 200 m. (Corchón, 1976) mientras que en Valde -



Figs. 14-15  
 AFLORAMIENTOS MIOCENOS Y TERCIARIOS

- 4 PLEISTOCENO
- 3 EOCENO-OLIGOCENO Y MIOCENO INFERIORMEDIO
- 2 MIOCENO
- 1 CRETACEO

0 2 4 6 8 10  
 Kilómetros

rillo tan solo hay 28 m. En Sepúlveda es de 225 m. (Cadavid et al. 1974), mientras que en Villacastín sólo llega a 60 m. Esta disminución de potencias en la serie, hacia el SW. también es puesta de manifiesto por Corchón (1976) al estudiar el Cretácico de Torrelaguna.

Todo ello, tiende a señalar el límite de la sedimentación cretácica sobre el Macizo Hespérico, en una línea que enlace los afloramientos de Campo Azalvaro y Vaddemorillo.

#### 2.6.3.- Sedimentos Paleocenos y Eocenos.

La sedimentación continental comienza con los depósitos Paleocenos. Estos se encuentran en el N. del Valle de Amblés y en el borde S. de la fosa del Duero en manchas aisladas unas de otras y de muy reducidas dimensiones. Por su íntima asociación a unas determinadas alteraciones de la roca granítica ya han sido descritos en una publicación anterior (Ubanell et al. 1978). Su situación puede verse en la fig. 15.

Son sedimentos muy detríticos, formados por areniscas de grano grueso cuya composición varía entre ortocuarzitas y cuarzowakes con alguna intercalación arcillosa. Están discordantes sobre el basamento hercínico y a su vez sobre ellos se deposita en discordancia el Terciario arcósico.

Por comparación litológica con las capas Prelutecienses de Jiménez Fuentes (1972) se les asignó, en principio, dicha edad. Posteriormente este mismo autor modifica la edad y los considera Paleocenos (Jiménez Fuentes 1977) si bien plantea la duda de que quizás fueran finicretácico continental.

Siempre se depositan directamente sobre el zócalo hercínico, nunca sobre el Cretácico. Es más donde hay sedimentación Cretácica no hay Paleoceno y al revés, donde hay Paleoceno no existe Cretácico, excepto en el Campo Azalvaro. Por otra parte los sedimentos iniciales del Paleoceno son parecidísimos a ciertas facies "Utrillas" cretácicas. Por lo tanto creemos que la duda

planteada por Jiménez Fuentes es de todo punto interesante. Este problema también ha sido estudiado en el borde S., en Torrelaguna, por Nodal Ramos y Agueda Villar (1976), los cuales asignan al intervalo maestrichtiense - oligoceno inferior medio una unidad detrítica evaporítica considerada hasta entonces como netamente terciaria. Por otra parte Corchón (1976) admite la sedimentación continua desde el cretácico superior al oligoceno. Todo lo cual pone de manifiesto la complejidad del tránsito cretácico terciario y la tendencia actual en la consideración del tema.

#### 2.6.4.- Sedimentos Oligocenos y Miocenos.

Si bien, desde antiguo, se conocen los afloramientos oligocenos de Vegas de Matute y Valdemorillo se ha preferido no diferenciarlos del Mioceno al cartografiar el Terciario porque hay otros sedimentos considerados hasta hoy como Miocenos y que sin embargo su edad hay que bajarla al oligoceno. Así el Valle de Amblés se consideraba Mioceno (Mapa Geológico Nacional esc. 1:1.000.000 ed 1966) sin embargo recientes hallazgos de Garzón Heydt et al. (1978) han puesto de manifiesto su edad oligocena.

Por otro lado Martín Escorza (1974) distingue en el borde S. de la Sierra sedimentos Paleógenos probablemente Oligocenos, que denomina niveles N.R.G.C. Para Pedraza Gilsanz (1978) estos niveles se han depositado bajo el mismo régimen de sedimentación que el Mioceno.

Nosotros en una publicación anterior (Ubanell 1975) pusimos de manifiesto la existencia de estos niveles en una depresión terciaria hasta entonces desconocida. Estos mismos niveles también se encuentran en el Valle de Amblés y en el borde S. de la fosa del Duero pero su limitación exacta respecto al Mioceno no se conoce con precisión y por eso preferimos exponerlos conjuntamente en la cartografía.

Sin embargo es de destacar que estos niveles N.R.G.C. considerados como oligocenos no se parecen en nada a los afloramientos oligocenos "clásicos" de Valdemorillo y Vegas de Matute. Estos son arenas en facies parecidas a las utrillas cretácicas. Además los niveles N.R.G.C. estratigráficamente están encima de estas "utrillas". De donde se deduce que los "oligocenos" de facies tipo "utrillas" deben ser oligoceno inferior o quizás sean anteriores. Esperemos que los nuevos estudios sedimentológicos y paleontológicos aclaren estas dudas.

Respecto al Mioceno arcósico son diversos los trabajos en los que se le estudia (Martín Escorza y Hernández Enrile, 1972; Martín Escorza, 1974; López Vera, 1975; Pedraza, 1978., etc. (analizándose su estratigrafía, medio de sedimentación - abanicos alubiales -, tectónica, etc. Destaca su carácter marcadamente detrítico en el que predominan las grandes formaciones de "bolos" en los bordes de cuencas (Duero y Tâjo) y también en algunas de las depresiones internas.

Se dispone discordantemente sobre los materiales cretácicos y paleógenos (Corchón, 1976; Fúster y Febrel, 1950; Martín Escorza, 1974). Sin embargo, en el borde N. cerca de Villacastín se ha observado como ésta discordancia se produce dentro del Mioceno, en los depositos basales, ya que hay conglomerados "miocenos" (compuestos por cantos de granito, aplita, neis, etc. - atribuibles al Mioceno -) concordantes con las arenas de facies tipo "utrillas" oligocenas, e inmediatamente encima de estos conglomerados se colocan en discordancia angular las demás capas miocenas, también conglomeráticas.

#### 2.6.5.- Sedimentos Pliocenos.

Corresponden a los típicos sedimentos en facies rafa presentes en la zona N. del estudio, al pie de la Sierra de Ojos-Albos, a lo largo del río Voltoya. Se extienden principalmente en el margen derecho de

dicho río con un único afloramiento en el margen izquierdo.

Ocupan reducida extensión y están compuestos por cantos grandes (10-40 cm.) de cuarcitas incluidas en una matriz arcillosa de tonos rojizos. El espesor de estos materiales no suele superar los 2 m.

Todos ellos proceden de la erosión de la sierra paleozoica de Ojos-Albos constituida por cuarcitas y pizarras.

Les asignamos edad pliocena porque en algún punto se los ve situados sobre el Mioceno de Castilla la Vieja.

#### 2.6.6.- Significado tectónico de estos sedimentos.

Según Solé Sabarís (1954) que sigue las ideas de Schröder (1930).

Durante la transgresión Cretácica la Sierra de Guadarrama quedó cubierta de sedimentos, opinión que no concuerda con la de Saeftel (1961) quien supone la existencia de un "umbral del Guadarrama" unido a la Sierra de Gredos y el resto del Macizo Hespérico.

Si tenemos en cuenta los afloramientos de Campo Azalvaro y El Espinar que éste último autor no refleja en su cartografía, se ve que tal "umbral" tendría su unión al continente mucho más estrecha de lo supuesto por él. Pero además el carácter más detrítico de los afloramientos situados más hacia el W., y la disminución de potencias en este mismo sentido abogan a favor de la idea de Solé Sabarís situando el límite con el continente en una línea de dirección aproximada NW-SE que enlaza Valdemorillo y el Campo Azalvaro.

Esta línea (fig. 16) podría corresponder con una flexión (no fractura puesto que no es observable como tal) coincidente con uno de los sistemas de fracturación tardihercénica, el NW-SE, y que bien pudiera estar motivado por el "lineament del Escorial" definido por Vegas (1975). Al llegar a este punto es donde surge con más fuerza el interrogante de si los sedimentos continentales situados al W. de esta línea y dados como paleocenos corresponden al cretácico continental sincrónico con la

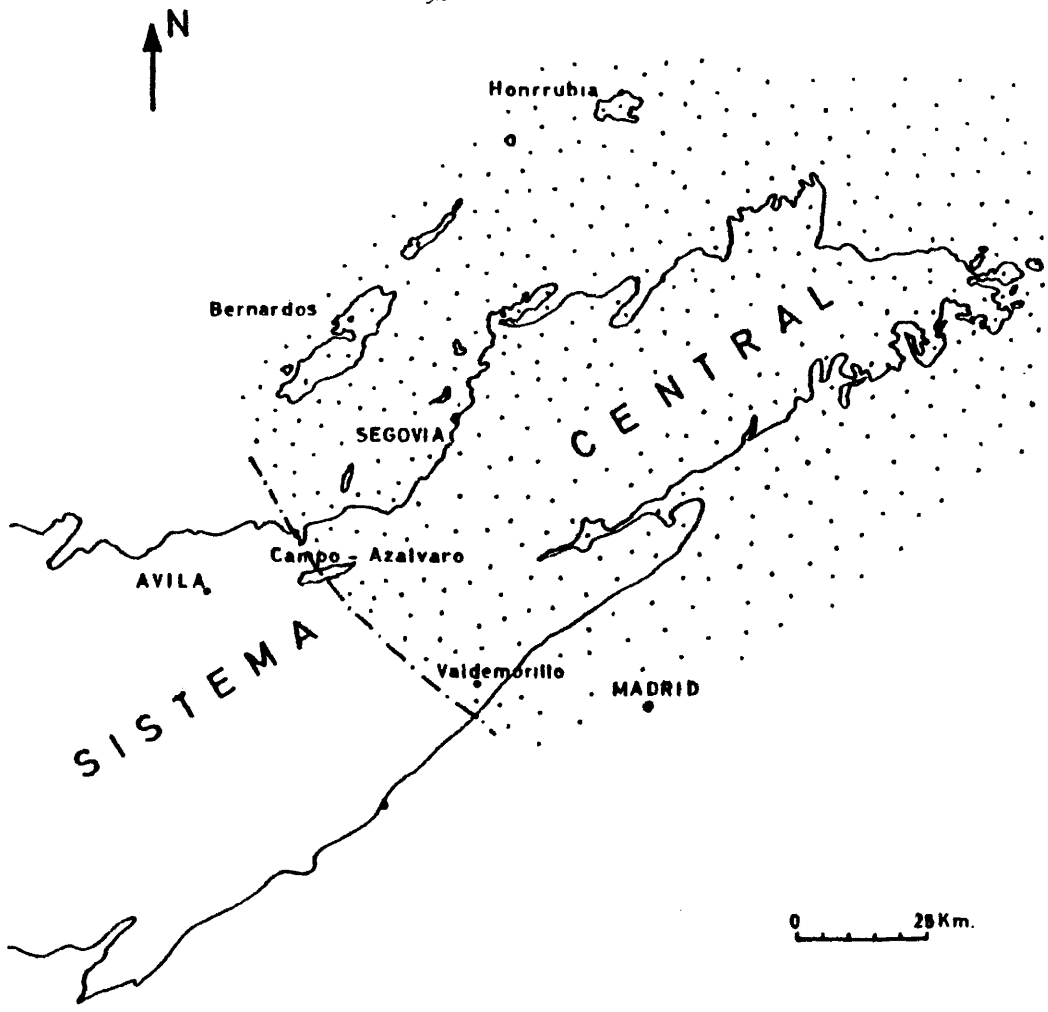




Fig.16 - Paleogeografía del Cretácico

-  AREA DE SEDIMENTACION CRETACICA
-  AREA EMERGIDA

deposición marina? o bien ¿ representan la facies continental finicretácica ? o por el contrario ¿ son netamente paleocenos ?. Esperemos que nuevos argumentos paleontológicos despejen estas dudas.

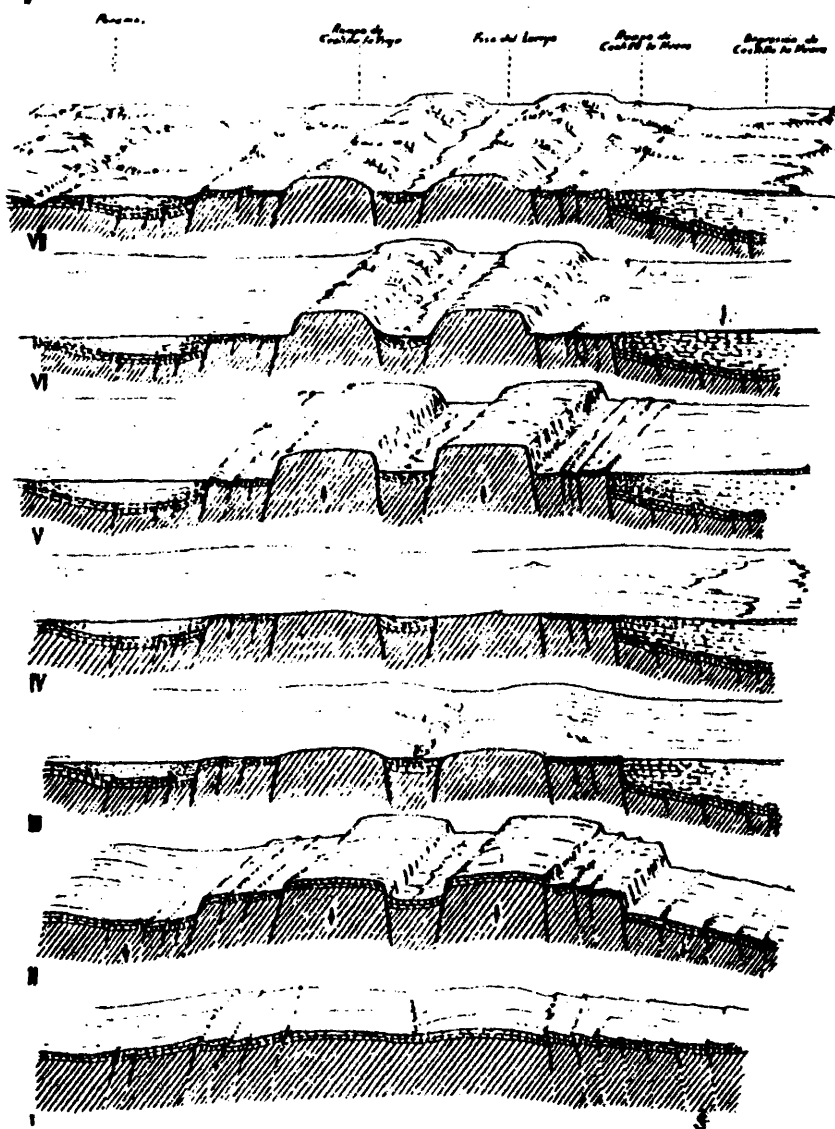
A continuación de este Paleoceno en concordancia angular con él y con el cretácico se depositan los materiales eocenos y oligocenos. Después se produce la elevación fuerte del continente, entre el Chattien - oligoceno superior - y el Burdigaliense - mioceno inferior - (Nodal Ramos y Agueda Villar, 1976), motivada por la fase Estáfrica que da lugar al plegamiento conjunto de estas series (Cutanda Perales 1969; Pérez González et al. 1971). Lo cual encaja perfectamente con el esquema que Solé Sabarís (1954) da para la evolución morfológica del Sistema Central (fig. 17).

Como se ha dicho en 2.6.4. podemos precisar más sobre esta discordancia al situarla entre las primeras capas Miocenas, de tal forma que parece indicar que la fuerte elevación continental Miocena se produjo en dos etapas, una suave que puso al descubierto el conjunto granítico - metamórfico el cual sirve de área fuente para los primeros depósitos y otro impulso fuerte que da lugar a las grandes desnivelaciones entre el Sistema Central y las depresiones que le rodean produciéndose la sedimentación miocena que viene condicionada por una tectónica de bloques - que se expondrá en el apartado correspondiente.

Finalmente se forma la raña Pliocena que según Martín Escorza (1974) se deposita en discordancia angular y erosiva sobre lo anterior.

#### 2.6.7.- Conclusiones.

Después de la sedimentación del Pérmico, en este área, existe un vacío sedimentario y erosión hasta el Cretácico superior. La transgresión Cretácica debió llegar hasta una línea de dirección NW - SE situada entre los actuales afloramientos de Valdemorillo y Campo Azalvaro. A continua-



**Fig. 17** - 1.- Evolución morfológica del Sistema Central según Solé Sabarís (1954). 1. Final del Oligoceno. 2.- Mioceno. 3.- Colmatación de cuencas. 4.- Penillanura pontiense. 5.- Fase Rodánica; rejuvenización del relieve. 6.- Penillanura pliocena. 7.- Rejuvenecimiento postpliocénico.

ción, como han señalado diversos autores, se deposita concordantemente con el cretácico el Paleógeno a nivel de afloramiento aunque a gran escala se aprecia una ligera discordancia (Cadavid et al. 1971) lo que denota sucesivos movimientos de amplio radio. Y como se han observado en el borde N. de la Sierra es en el mioceno inferior cuando se produce la fuerte discordancia angular entre las series miocenas y las inferiores. Luego el levantamiento fuerte de la Cordillera debió producirse en este momento.

3º) FRACTURACION.

### 3.1.- Introducción.

Como se dijo en 1.2. el objetivo principal de este trabajo es el estudio de la fracturación tardihercínica, el rejuego posterior de la misma y el posible desarrollo de una fracturación Alpina.

El estudio litológico previo que se acaba de exponer ha puesto de manifiesto la actividad de determinadas líneas estructurales, su importancia, tipos de deformación, movimientos, etc..

Una vez obtenida esta primera información se ha procedido a una investigación bibliográfica de la fracturación tardihercínica cartografiándose después las distintas fallas y fracturas con la metodología expuesta en 1.3.

Los datos bibliográficos han permitido obtener los siguientes antecedentes que no pretenden ser exhaustivos sino indicativos de la evolución de las ideas referente a la fracturación del Sistema Central - en particular y el Macizo Hespérico en general.

### 3.2.- Antecedentes.

Desde los tiempos de Mac-Pherson, en el Sistema Central, se ha considerado la importancia que tienen las fracturas sobre la arquitectura de este segmento del Macizo Hespérico. Sin embargo la naturaleza de tales fracturas no ha sido apenas estudiada excepto en trabajos locales o muy generales a escala de todo el Macizo Hespérico.

La primera cita de fallas en la "Cordillera" se debe a Mac-Pherson (1879) que achaca a una serie de fallas la vergencia hacia el S. que presentan los neises del Guadarrama; Mac-Pherson (1883 y 1884) al hablar de la estructura de la "Sierra" dice que consiste en granito posterior al arcaico atravesado por una serie de fallas longitudinales y paralelas entre sí; Calderón (1885) habla de que en la Cordillera Carpeto-Vetónica dominan las grandes líneas de fractura y que España, después

del Paleozoico y sobre todo desde el Mesozoico, se vió cortada por fallas en ángulo recto según dos sistemas, el del Ebro y el del Guadalquivir; Fischer (1894) considera a las fracturas en la vertical como de decisiva influencia en la formación de la Cordillera Divisoria Principal; Dantín Cereceda (1912 a) atribuye el origen del Sistema Central Divisorio a fallas en la vertical debido a que la rigidez de los terrenos antiguos hercínicos es la causa de que el movimiento no se resuelva en pliegues sino en fracturas. Este mismo autor (Dantín Cereceda 1912 b) explica muchos valles fluviales como siguiendo "las trazas de fallas o dislocaciones preestablecidas"; Fernández Navarro (1915) explica el valle del Lozoya mediante una fractura; Schwieder (1915) también interpreta la "Sierra" como movimientos verticales en vez de pliegues; Carbonell (1926) es partidario de las fallas como elemento primordial en la construcción de la Sierra de Guadarrama; Carandell (1928) da una gran importancia a los pequeños desplazamientos en la vertical de las diáclinas, como si se tratara de cartulinas resvalando unas sobre otras; Hernández-Pacheco, E. (1929) en un primer trabajo establece que Guadarrama y Gredos constituyen un horst y en una publicación posterior (1934) dice que todo el conjunto de las Carpetánidas (Sistema Central) corresponde " a una zona de fracturación de la corteza terrestre, más o menos señalada en el frente meridional de la cordillera; fracturación iniciada en el límite entre Paleozoico y Mesozoico". Es, pues, el primero que asigna una edad tardihercínica a esta fracturación. Royo y Gómez (1934) reconoce el carácter de falla inversa que presenta el contacto entre los sedimentos de la cuenca del Tajo y la Cordillera Central. Más tarde Vidal Box (1937) da dos tipos principales de movimientos en estas fallas, uno en la horizontal y otro en la vertical y las considera causantes de los cuatro grandes bloques en que divide la Sierra. Después él mismo (Vidal Box 1942) destaca la importancia de la falla meridional de la "Sierra".

Posteriormente, en la década de los cincuenta se realizan distintas hojas geológicas (Méntrida 580, Navamorcuende 602, Villaviciosa de Odón 558, El Escorial 533. Las Navas del Marqués 532, Torrelaguna 509, y Buitrago 484 ) gracias a las cuales se profundiza más en el conocimiento de las fallas. Por otra parte salen a la luz otra serie de publicaciones que contribuyen a la ampliación de este conocimiento. Así Hernández-Pacheco, F (1950) al estudiar "La Vera" y el "Valle del Tiétar" pone de manifiesto que estas comarcas quedan individualizadas por fallas NE-SW y juzga a las fracturas NNE causantes de las gargantas, por tratarse de zonas de mínima resistencia. Considera que el frente meridional de Gredos es "una colosal falla". Solé Sabarís (1954) aporta su "evolución morfológica de la Cordillera Central" (fig. 17) dando una decisiva importancia al movimiento en la vertical de distintos bloques compartimentados por fallas. Este trabajo lo completa con Birot en Birot y Solé (1954). En este mismo año Fúster y De Pedro (1954) estudian el borde meridional de la Sierra entre Torrelodones y Valdemorillo señalando la importancia de la falla meridional - la consideran inversa - y la de las demás fracturas que compartimentan la zona en bloques y producen fenómenos de cataclasis en el granito. Mencionan las fracturas de dirección NE-SW; N-S, NNW-SSE, NNE-SSW y NW-SE; Hernández-Pacheco, E. (1955) define que al final del Paleozoico y comienzos del Mesozoico hay movimientos hercínicos póstumos predominando los de descompresión; De Pedro y Sánchez Vega (1956) relacionan muchos de los cursos fluviales con fracturas y García de Figuerola (1958) destaca como más importantes, en el bloque del Piélagos, las fracturas NE-SW. Las fracturas NNE-SSW las relaciona con los "sierros" de la provincia de Salamanca.

En 1960 Alfa Medina (1960) traza una línea de investigación seguida hasta la actualidad al manifestar el reflejo que tiene, en la cobertura sedimentaria, el basamento hercínico. Las directrices tectónicas principales, según él, son la NE-SW, WNW y de menor desarrollo la N-S.

También hay que destacar, en ésta época, el trabajo de Arribas (1965) que estudia la evolución de las fracturas mineralizadas de dirección NNE.

Sin embargo, a partir del año 1970 es cuando se produce una auténtica avalancha de publicaciones sobre el Sistema Central que van aclarando aspectos parciales de los diversos sistemas de fallas. Entre estas pueden citarse las de Capote y Fernández Casals (1971 a, 1971 b), García de Figuerola y Carnicero (1973), Pedraza Gilsanz (1973, 1976, 1978), Capote (1973), Martínez de Pisón y Muñoz Jiménez (1973), Jiménez Fuentes (1973), Arenillas et al. (1975), Bischoff (1975), Ubanell (1975, 1976 a, 1976 b, 1977 a, 1977 b, 1977 c), Garzón Heydt et al. (1976), Alfa Medina (1976), Jiménez y Cruz Reyes (1976) y Rosales et al. (1977), etc.

Por otra parte, en esta misma década se empiezan a realizar trabajos generales sobre la fracturación a escala del Macizo Hespérico. El primero de ellos, que marca la red fundamental de fracturas tardihercénicas, es el de Parga (1969). Este autor es el primero en resaltar la importancia de esta fracturación, relacionándola con intrusiones diabásicas, granitos tardíos, cizallamientos, milonitizaciones, etc. y aplica un modelo general para explicar la génesis de esta fracturación - la supone originada por la rotación levógira del Macizo Hespérico -. A continuación se suceden diversas obras que interpretan ésta génesis de distinta manera o bien la matizan analizando más minuciosamente ciertos aspectos de dicha fracturación. Merece destacarse a Marcos (1968 a, 1968 b), Martínez Alvarez (1970), García de Figuerola y Parga (1971), Alfa (1972), Vegas (1974, 1975), García de Figuerola et al. (1974), Arthaud y Matte (1975, 1977), Tamain (1975), Lorenz y Nicholls (1976), y Cadavid (1977).

Resumiendo lo anteriormente expuesto se puede obtener a grandes rasgos la siguiente idea: existe una primera época que abarca desde el siglo pasado hasta la mitad de este en que partiendo de las ideas

de Mac-Pherson que considera a la Sierra como una gran bóveda con algunas fracturas, particularmente, se vá dando más importancia a estas fracturas, se considera que delimitan bloques y del juego en la vertical de estos bloques se llega a la conclusión de una tectónica de horsts y grabens. Se pasa, pues, de la idea de un amplio pliegue a movimientos de bloques en la vertical. Después, de los años cincuenta a los setenta se profundiza en el estudio de estas fallas, se delimitan bloques, se precisa más la edad de las mismas, se analiza su importancia frente a mineralizaciones, intrusiones básicas, etc. Finalmente en la década de los setenta se intenta explicar el origen de esta fracturación mediante diversas teorías globales.

Llegados a este punto entramos con nuestro trabajo que se cifie a un área concreta en la que es especialmente visible esta fracturación en la cual se cartografían estas fracturas, se ven sus movimientos, su cronología, su importancia, etc. y se intenta averiguar los esfuerzos causantes de las mismas para que, conocidas estas, se pueda relacionar con una u otra de las diferentes teorías existentes que explican su origen.

### 3.3.- Red de fracturación Tardihercínica.

La etapa tardihercínica ha sido definida (Arthaud y Matte 1975) como el periodo de tiempo comprendido entre los 310 m.a. y los 270 m.a. Es decir desde parte del Westfaliense hasta el Pérmico inferior.

Es una etapa singularmente importante por ser la transición entre dos tipos distintos de tectónica global - posterior a la formación de las cadenas Paleozoicas y anterior a la apertura del Atlántico - (Arthaud y Matte 1977).

Al ir finalizando la orogenia Hercínica, la "cadena" sufre una elevación y erosión importantes al tiempo que sus materiales se van rigidificando. La erosión es tal que pone al descubierto rocas de la

mesozona y catazona aflorando gran cantidad de intrusiones graníticas. Esto tiende a homogeneizar la corteza y a su cratonización.

Sobre este conjunto cratonizado que se comporta de manera frágil se produce la fracturación, en respuesta a los esfuerzos tardihercínicos.

La orientación y distribución de estas fracturas son independientes de la orogenia hercínica, puesto que corta sus estructuras. Sin embargo, esta independencia no es tal pues está conexas con ella ya que, como se ha visto, las intrusiones plutónicas tardías vienen condicionadas por esta fracturación.

Estas fracturas afectan al cinturón hercínico y a las plataformas adyacentes. En general, son fallas de dirección (dicrochements), cuyo tamaño oscila desde unos pocos metros a cientos de Kms., que se han movido, principalmente, en el Estefaniense (Arthaud y Matte 1975). Después controlan las cuencas Pérmicas. Algunas compartimentan la corteza en bloques y las más importantes separan placas.

Las direcciones dominantes que presentan estas fracturas son las NE-SW, NW-SE, WNW-ESE, NNW-SSE, NS, NNE-SSW y EW.

### 3.3.1.- Características generales.

Antes de hablar de cada red de fracturas en particular, es conveniente señalar ciertas características generales que poseen estas fracturas válidas para todas ellas.

Hay dos tipos fundamentales de fracturas - de cizalla y de tensión -. Las primeras sufren dos tipos de movimientos principales: primero en dirección y luego en la vertical. Esto ha sido comprobado por estrías de falla, marcadores geológicos, cuencas sedimentarias. Las segundas sufren pequeños movimientos a lo largo de ellas, pero el salto en la vertical puede llegar a ser importante. Algunas de estas se rellenan con productos filonianos.

Ambas constituyen planos potenciales de reactivación Alpina.

Los movimientos que experimentan durante los tiempos tardihercínicos son más complejos que los señalados pero para una simplificación del problema es válido lo anteriormente expuesto. En realidad, con mucha frecuencia, el movimiento tiene dos componentes si bien hay una gran predominancia de una sobre otra.

El carácter de la corteza que se estudia - eminentemente granítica - condiciona, en parte, el desarrollo de esta fracturación. Las propiedades mecánicas del granito inciden sobre ella. Así, se sabe que el granito se rompe por distensión con un esfuerzo treinta y tres veces menor que el que necesita para hacerlo por compresión (Billings 1972). Lo cual, probablemente, motivará que sea más numeroso el desarrollo de fracturas de distensión que el de compresión si bien estas fracturas de distensión no tienen la importancia que poseen las de compresión.

Por otra parte, se ha observado que en las rocas graníticas la fracturación es más visible y numerosa que en las metamórficas. Esto es debido a las diferentes propiedades mecánicas de ambas, mientras el granito se comporta de una manera "homogénea" frente a la fracturación las rocas metamórficas (esquistos esencialmente) presentan planos de discontinuidad a través de los cuales se disipa gran cantidad de los esfuerzos que dan lugar a la fracturación -.

El tamaño de grano del granito también influye en el desarrollo de la fracturación. De tal forma que los granitos de grano fino presentan mayor número de fracturas que los de grano grueso. Aunque el carácter restringido de estos granitos da lugar a que esto sea válido, fundamentalmente, para diaclasas o fracturas pequeñas.

### 3.3.2.- Fracturas NE -SW.

Entendemos por tales fracturas las comprendidas entre las direcciones de  $40^\circ$  y  $80^\circ$ .

Los primeros trabajos en los que se pone de manifiesto la importancia de este sistema de fracturas en el Macizo Hespérico se deben a García de Figuerola (1963, 1965); García de Figuerola y Parga (1968), Parga (1969) en los que se citan las principales características de estas fallas. Después van saliendo una serie de publicaciones que aclaran aspectos parciales de las mismas los cuales se comentarán a continuación - en su lugar correspondiente.

Estas fallas se caracterizan por su gran desarrollo (a escala del Macizo Hespérico), presentan amplias bandas de trituración de los materiales (en las zonas graníticas producen granitos cataclásticos, neisificaciones y milonitizaciones, en los esquistos originan esquistosidad de fractura, kink-bands, etc.), dislocan y desplazan las estructuras hercínicas, dan lugar a grandes alineaciones morfológicas visibles desde satélite (Ubanell 1977 a). A lo largo de ellas se han producido la intrusión de granitos tardíos (Parga 1969, Capote y Fernández Casals, 1971b, Ugidos 1973, Ordoñez 1974, Babin 1975, Ubanell 1977b), en otros lugares estas intrusiones han sido básicas (García de Figuerola 1963, 1965; García de Figuerola y Carnicero 1973 y García de Figuerola et al. 1974). Por contra, en otros sitios, llegan a formar ortoneises (García de Figuerola y Parga 1968), y en muchas zonas están rellenas de cuarzo brechificado. Compartimentan la corteza en bloques (Ordoñez 1974, Ubanell 1977 c) algunos de los cuales tienen alcance cortical (Rosales et al. 1977).

El movimiento inicial de estas fallas ha sido en la horizontal actuando como fallas en dirección (decrochements o fallas de desgarro), siendo después reactivadas con movimientos resultantes en la vertical que han influenciado la formación de la cobertera mesozoica y las depresiones terciarias así como la tectónica de horst-graben. Los desplazamientos más visibles son sinestrales pero anteriormente a ellos se han producido otros dextrales (Ubanell 1976 a). La actividad de estas fa -

llas llega hasta épocas muy recientes (Pedraza 1976, Martín Escorza 1976 y Capóte y Fernández Casals 1978).

Ya en nuestra zona concreta de estudio se pueden distinguir dos familias de fallas de distinta importancia y diferente edad: La primera, que es la más antigua, presenta direcciones comprendidas entre 50° y 60° ( fig. 18 ) y corresponde al sistema de las fallas de Plasencia, Meridional del Sistema Central, etc. La segunda, más moderna, tiene 75° de dirección media y corresponde al sistema de fallas del Becerril - La Serrota - Navas del Marqués.

A) Fallas del sistema 50° - 60°.

Se caracterizan por ser grandes fallas en dirección con un espaciamiento bastante uniforme entre ellas, siendo este del orden de los 15 Kms. Su longitud es de varias decenas de Kms. La más larga de todas ellas es la de Plasencia con cerca de 500 Kms. Algunas son corticales, llegando a alcanzar el manto superior, otras no llegan a tanta profundidad. Las más importantes compartimentan la zona en bloques pudiéndose distinguir cuatro grandes bloques de edad tardihercínica. Entre medias de estas grandes fallas se producen otras de menor magnitud pero de gran importancia ya que al ser menos importantes no han vuelto a rejugarse posteriormente y permiten averiguar movimientos que en las otras no son visibles por esos rejugos que los han borrado. Este es el caso de las pequeñas fallas existentes al E. del pico Zapatero a la derecha del afloramiento volcánico de "La Paramera" en las que se puede apreciar sobre los diques de pórfido un desplazamiento dextral de los mismos a lo largo de estas fallas, desplazamiento que queda fosilizado por las fracturas N-S de donde se deduce que el movimiento dextral es anterior a las fallas N-S.

Por otra parte entre las fallas de La Paramera - Cruz de Hierro y la del Burguillo se extienden unos diques de cuarzo, que a veces contienen mineralización B.P.G.C. en disposición oblicua a estas fallas, formando con ellas un ángulo de 15° a 20°, que se encuentra en la mitad de distan-

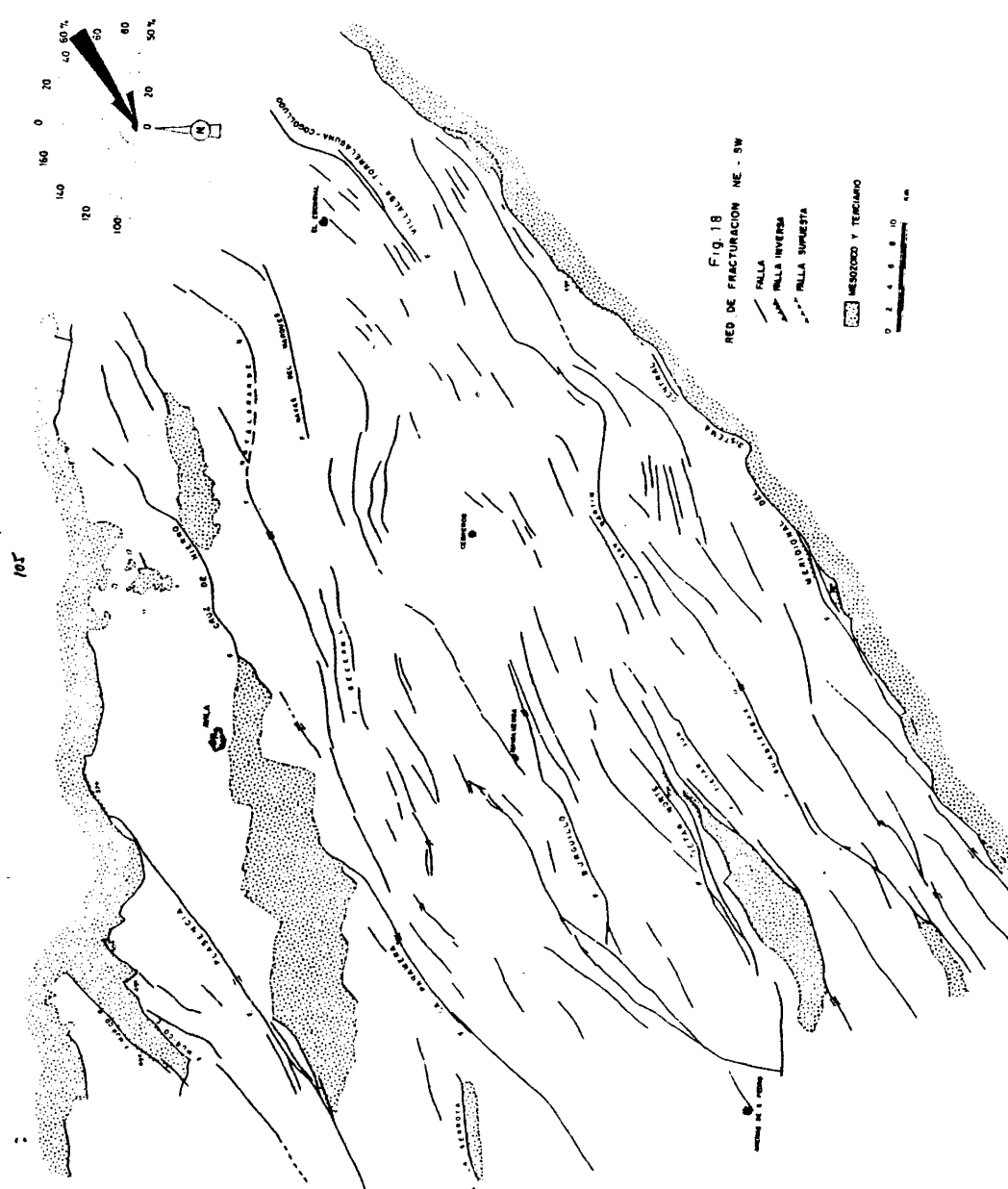


FIG. 18  
RED DE FRACTURACION NE - SW  
FALLA NORMAL  
FALLA INVERSA  
FALLA EMPUJANTE  
MESOZOICO Y TERCIARIO

105

cia entre las fallas de Plasencia y Meridional del Sistema Central. De su posición y forma pueden deducirse que corresponden a grietas de cizalla - (fracturas Riedel) producidas por un movimiento sinistral de estas dos fallas y una posterior apertura con intrusión del cuarzo. Un origen debido a grietas de tensión es el que asignamos también a los diques de pórfido que tienen dirección semejante a la de estos cuarzos y se encuentran ubicados en el bloque del Piélagos-El Escorial en las proximidades de la falla Meridional de la Sierra. Tal movimiento sinistral es también anterior a las fallas N-S puesto que el juego de estas fallas N-S arquea la traza de estos diques así como la de las fracturas de Navalgrande y de San Martín, formando lo que hemos dado en llamar la "zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama" que definiremos al hablar de las fracturas N-S.

Precisamente la cronología entre las fallas NE-SW de dirección 50° 60° y las NE-SW de 75° se basa en esta "zona". Así, las primeras quedan dobladas al entrar en ella mientras que las segundas no, luego es evidente que aquellas son anteriores a éstas.

Por otro lado el sistema de diques de cuarzo antes aludido queda cortado por otros filones de cuarzo de dirección NNE cuyo origen se debe al movimiento sinistral del sistema de fallas NE-SW (50°-60°). Estos diques NNE no quedan doblados por la "zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama", por lo tanto son posteriores a las fallas N-S.

En principio se deducen, pues, tres movimientos a lo largo de estas fallas, dos anteriores a la formación de las fallas N-S (sinistral y dextral) y uno posterior a las mismas (sinistral).

Atendiendo a su importancia se han dividido estas fallas NE-SW (50°-60°) en tres grandes grupos:

- a) Fallas corticales.
- b) Fallas de primera magnitud.
- c) Fallas de segunda magnitud.

a) Fallas corticales.

Como su nombre indica son aquellas que atraviesan claramente la corteza terrestre. Dos son las fallas que reúnen claramente estas características en esta zona:

- 1 - Falla de Plasencia.
  - 2 - Falla Meridional del Sistema Central.
- 1.- Falla de Plasencia.

Sin lugar a dudas es la fractura más importante de la Península. Se ha observado en superficie en una distancia próxima a los 500 Kms. de longitud, extendiéndose desde la costa Atlántica del Alentejo, en Portugal, hasta Monsalupe (Avila) donde se oculta bajo el terciario de la cuenca del Duero. (García de Figuerola y Teixeira, 1975).

En la parte portuguesa ha sido estudiada por Torre de Assumcao (1949, 1951 y 1951 bis), Teixeira y Torre de Assumcao (1958), Torre de Assumcao y Correia Perdigo (1962), Teixeira et al (1971), Schermerhorn (1971) y Schermerhorn et al (1978), mientras que en la española son los trabajos de Valle Lersundi (1959), Quesada García (1960), García de Figuerola (1963, 1965), Parga (1969), Coretgé y García de Figuerola (1971), García de Figuerola y Carnicero (1973), García de Figuerola et al. (1974), Vegas (1974, 1975), Ubanell (1977 a ) y Rosales y Ubanell (1979) los que han puesto de manifiesto la importancia de esta falla.

Considerada por Vegas (1974) como "línea maestra" de la Península se extiende desde la costa Atlántica surportuguesa hasta Monsalupe (Avila) donde queda oculta por los sedimentos terciarios de la fosa del Duero. No obstante se ha detectado, por métodos geofísicos, en dicha cuenca continuándola, al menos hasta la zona situada al S. de Aranda de Duero (Rosales y Ubanell 1979). Se puede establecer, actualmente, que la longitud mínima de dicha falla es de 550 Kms. El desplazamiento neto que sufren las unidades geológicas a ambos lados de la falla varía bastante de unos lugares a

otros. Al N. de Cáceres es de 4-5 Kms. (si bien el desplazamiento real es de 23 Kms. - Ubanell 1977 a ) mientras que en Sanchorreja (Avila) es de 700 m. Es una fractura cortical (Rosales et al. 1977) bajo la cual la corteza sufre un adelgazamiento (Cadavid 1977).

En el Sistema Central se puede seguir como una gran unidad morfológica, ya que da lugar al Valle del Jerte, Puerto de Tornavacas, lineación Barco de Avila - Piedrahita, Puerto de Villatoro y lineación Puerto de Villatoro - Sanchorreja - Marlín, que se manifiesta como relieve negativo debido a la intensa cataclasis que padecen las rocas por donde pasa la falla lo que provoca la fácil erosionabilidad de las mismas. Como ya dijimos en 2.5.3. - asociado a la misma se encuentra un dique básico que queda desplazado por fracturas N 35 W y E-W (García de Figuerola y Carnicero 1973). No obstante, la actual falla de Plasencia no participa de estos desplazamientos, en esta zona, lo que nos sirve para averiguar parte de su evolución ya descrita anteriormente (ver 2.5.3.). Más al S., en Barco de Avila, también la falla actual queda desplazada por una fractura de dirección NW-SE.

Los efectos de cizalla en las rocas adyacentes a la falla son muy visibles en algunos puntos, observándose schieren de cizalla, deldespatos rosas et.

Por otra parte, en una publicación anterior (Ubanell 1977 a) establecimos la hipótesis del "desplazamiento hacia el E. de la línea de falla de Plasencia", fijando al N. de Cáceres, la magnitud de este desplazamiento en 8-9 Kms. En la Serrota también puede deducirse este desplazamiento estudiando las fracturas WNW - ESE. Estas se doblan al aproximarse a la falla de Plasencia adoptando la dirección E-W. Volviéndolas a su posición primitiva se calcula que la desviación hacia el E. de la falla de Plasencia aquí es de 1 Km. (ver mapa geológico). Hacia el N. esta desviación E. no es deducible, probablemente porque se amortigua tal efecto. Naturalmente, esto sucedería cuando la falla actuara con movimiento sinetral. Ugidos (1974) cita movimientos dextrales en ella si bien en nuestra zona sólo son visibles los

movimientos sinestrales en Sanchorreja donde queda desplazado con este sentido el haz de diques porfídicos de la Sierra de Avila.

Durante el Triásico medio, (o Jurásico medio - inferior según Schermerhorn 1978) se produce la apertura de la falla y la consiguiente intrusión básica. Esfuerzos posteriores brechifican el dique básico. Ya en el terciario, se manifiesta una actividad hidrotermal, durante el Paleógeno (Bustillo et al. 1979) localizada en Monsalupe (Avila) que da lugar a depósitos de alunita. Posteriormente, su actividad principal se desarrolla en la vertical desnivelando distintos bloques dando una tectónica de horst-graben. Así en la zona considerada sirve de límite a las depresiones del Valle de Amblés y del Corneja y separa la Serrota de la Sierra de Avila.

Resumiendo lo comentado en este párrafo y en 2.5.3. pueden establecerse los siguientes procesos para la falla de Plasencia:

- 1 - Rotura de la corteza y consiguiente formación de la falla de Plasencia, al tiempo se producen movimientos sinestrales.
- 2 - Etapa de movimientos dextrales.
- 3 - Etapa de movimientos sinestrales.
- 4 - Fase de distensión y apertura con intrusión del dique básico (Triásico - Jurásico).
- 5 - Brechificación del dique y desplazamiento del mismo por otros sistemas de fracturas.
- 6 - Hidrotermalismo y movimientos en la vertical (Terciarios) dando lugar a lo largo de ella a horsts y grabens, algunos de los cuales se rellenan con sedimentos, y a la configuración actual de la misma.

## 2.- Falla Meridional del Sistema Central.

Esta fractura se puede seguir con seguridad a lo largo de 150 Kms., desde El Molar (prov. de Madrid) hasta Talavera de la Reina (Toledo). Algunos autores (Vegas 1974) lo continúan por el sur hasta el río Guadiana, otros (Corchón 1976) la enlazan con la de Villalba-Torrelaguna. En este último caso

alcanzaría a las estructuras Ibéricas al norte de Sigüenza en donde termina ría.

Respecto a lo primero hemos de decir que es posible que esta falla llegue al Guadiana pero de Talavera hacia el S. su acción perturbadora sobre las estructuras geológicas es muy pequeña y en algunos casos no es visible por lo que creemos que su acción se amortigua influyendo también la litología presente en esa región que ya no es de carácter granítico sino cuarcítico-pizarroso. En cualquier caso lo que es evidente es que no da lugar a saltos importantes en la vertical como en el Sistema Central.

En lo que atañe a lo segundo nuestra opinión es que se trata de dos fallas tardihercínicas (la Meridional del Sistema Central y la de Villalba - Torrelaguna - Cogolludo) que en su evolución alpina han jugado conjuntamente una rama de una y de otra constituyendo el actual límite de la "Cordillera" con la fosa del Tajo.

Por lo tanto la falla "meridional" en realidad debe seguir algunos Kms. más hacia el N., pasando El Molar, recubierta por los sedimentos terciarios de la misma forma que la falla de Villalba - Torrelaguna - Cogolludo se adentra en el Macizo hacia Villalba.

El enlace entre una y otra se realiza bien mediante una fractura pinada del sistema N.N.E. o bien mediante una fractura N-S que sería la continuación de la falla de la Berzosa (Capote et al. 1977).

Se trata de una falla cuyo carácter de falla inversa fué, primeramente, puesto de manifiesto por Royo y Gómez (1934), después la importancia de la misma ha sido expuesta en diferentes trabajos, Schwenzener (1937), Vidal - Boix (1942) Birot y Solé (1954), Fúster y De Pedro (1954), García de Figueroa (1958), Parga (1969) Pedraza Gilsanz (1973, 1976), Vegas (1974-1975), Corchón (1976), Ubanell (1976 a, 1977 c) amén de otras publicaciones en las que está representada pero los comentarios sobre la misma son escasos (algunas hojas geológicas etc.).

Es una fractura que está formada por varios planos de falla (tres o

cuatro) que en algunos lugares se juntan para dar uno solo mientras que en otros se separan. Constituye, pues, una falla inversa cuyo buzamiento del plano de falla varía entre  $38^\circ$  y  $55^\circ$ . Sin embargo este carácter inverso en profundidad se pierde pues Rosales et al. (1977) la define como una falla vertical que atraviesa toda la corteza llegando hasta el manto superior. No obstante, del esquema aportado por estos autores (fig. 7. pag. 104 op. cit) podría interpretarse como un poco inversa, desde luego nunca con el ángulo que presenta en superficie. Este fenómeno se puede explicar, siguiendo el modelo de Belousov por descompresión del granito. Hay que pensar que en superficie las diaclasas y fallas del granito sufren una descompresión simplemente por el hecho de ser mucho menor la presión confinante, como el número de ellas es elevado cualquier distensión que padezcan por mínima que sea (del orden de décimas de milímetro) se traducirá en una extensión del granito de bastantes metros lo que puede provocar la inclinación de un plano de falla. Pudiera ser que no se tratara de este fenómeno si no que lo que se ve en superficie fuesen fallas antitéticas de la principal. Ahora bien teniendo en cuenta que, de momento, siempre que se ve el plano de falla éste es inverso y que esto ocurre en lugares alejados entre sí hay que buscar una solución más general. Por eso creemos que la falla es inversa de gran ángulo, casi subvertical, que en superficie por estos efectos de descompresión se agudiza más su carácter inverso (fig. 19).

En este accidente se han detectado movimientos dextrales y sinestrales en este orden cronológico para los tiempos tardihercínicos (Ubanell 1977 a). Además de estos existe otro primer movimiento sinetral anterior a los otros dos deducible por los diques de pórfido existentes en el bloque del Piélago - El Escorial. Estos diques, más desarrollados en la zona de Valdemorillo - Villalba - El Escorial, tienen disposición N-S con fuerte desviación hacia el NE-SW en las proximidades de la falla meridional, es decir presentan una forma sigmoide típica de las grietas de distensión. Tales grietas se



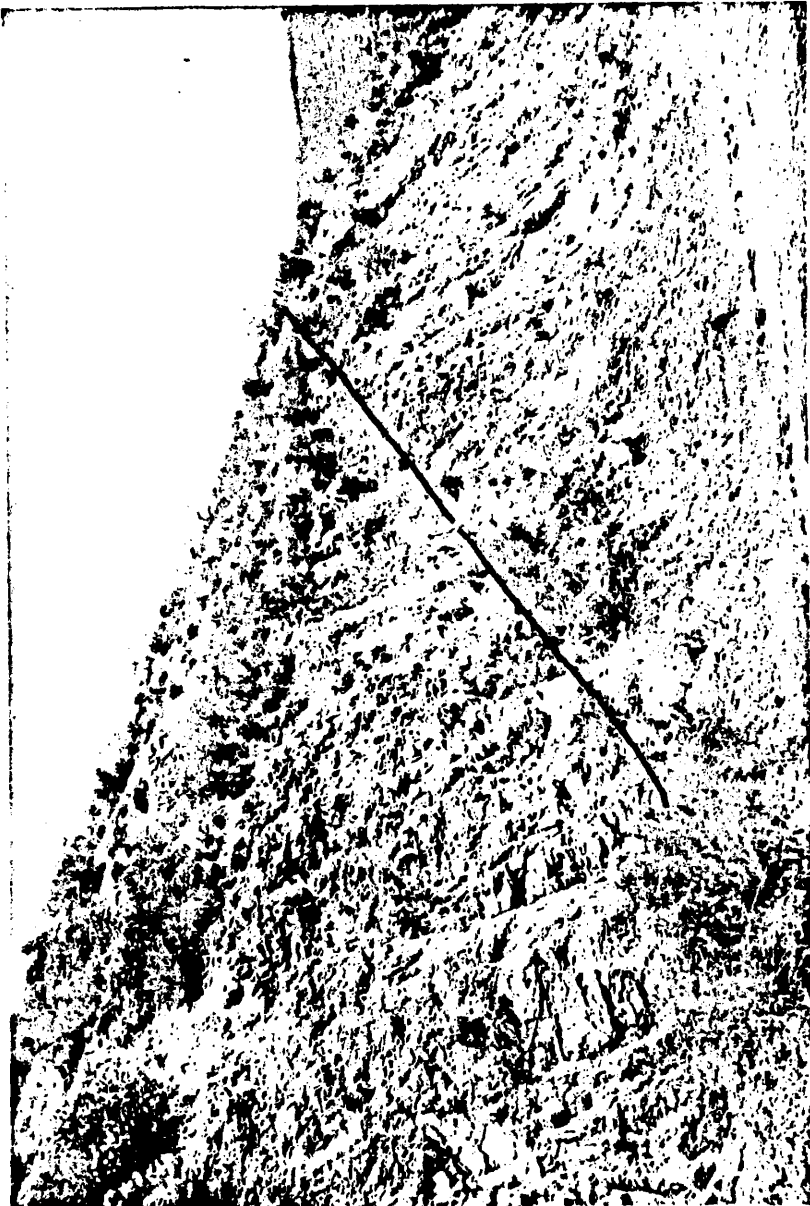


Fig. 19 Faja Meridional del Sistema Central  
Contacto entre granito cataclástico y arcuosa terciarias mediante falla inversa

formarían como consecuencia de un movimiento sinistral de las fallas con dirección 50°-60°. Esto viene corroborado por el hecho de que los diques de cuarzo (debidos al segundo movimiento sinistral) cortan a estos pórfidos, de donde se deduce que aquellos son más modernos que éstos. Por otra parte las fallas E-W presentes al N. de Valdemorillo desplazan a los pórfidos N-S pero no a los diques de cuarzo, luego su actividad afecta a los más antiguos que ella pero no a los más modernos. Es decir que los pórfidos son anteriores a los cuarzos y por lo tanto originados por el movimiento sinistral inicial de estas grandes fallas.

Queda pues, establecida una secuencia de movimientos sinistral, dextral, sinistral de estas fallas 50°-60° para los tiempos tardihercénicos.

Con posterioridad a esto o durante la última etapa sinistral se origina la brechificación de esta falla (fig. 20) formándose clastos angulosos, predominando los de cuarzo, insertos en una matriz oscura de grano muy fino.

Luego, en la época Alpina, se produce el salto en la vertical que presenta hoy en día. Según Fúster y De Pedro (1954), García de Sineriz señala un salto en la vertical de 1000 m. en la zona de Valdemorillo, Cadavid (1977a) reconoce la máxima profundidad de su área de estudio en las inmediaciones de El Pardo, definiendo una fosa, así como en Brunete, donde existe otra fosa. El salto de falla que da él es del orden de 2.000 m. Por otro lado Corchón (1976) en Torrelaguna calcula un salto de falla mayor de 1.000 m. Este movimiento vertical debió iniciarse suavemente al comenzar el terciario como parte del movimiento de elevación general de la Meseta, siendo el responsable del cambio de medio en la sedimentación que pasa de marino - Cretácico - a continental - Terciario. Después se acelera en el Oligoceno superior (Chattiense) y produce la discordancia entre la unidad detrítico-evaporítica (de edad comprendida entre el Cretácico más superior y el Oligoceno inferior-medio) y la serie conglomerá



Fig 20.- Falla Meridional del Sistema Central.  
Brecha en Aldeahencabo de Escalona.

tica que descansa sobre ella (cuya edad admitida es de Chattiense a Burdigaliense) presentes en la zona de Torrelaguna (Nodal Ramos y Agueda Villar 1976). Esta fuerte actividad continúa durante el Mioceno, (Vindoboniense - Hernández Pacheco et al. 1969) quedando este cabalgado por ella, e incluso en el Cuaternario (Pedraza Gilsanz 1976).

Concretando, se pueden distinguir las siguientes fases en esta falla:

- 1 - Rotura de la corteza coincidente con una etapa de movimientos sinestrales.
- 2 - Movimientos dextrales.
- 3 - Movimientos sinestrales causantes de la formación de diques de cuarzo de dirección NNE. Coincidente con esta etapa o en otra posterior brechificación de la falla.
- 4 - Movimiento en la vertical de unos 2.000 metros.  
Las tres primeras son tardihercénicas y la última alpina.

b) Fallas de primera magnitud.

Denominamos así a las que son de primera importancia - primer orden - pero sin llegar a tener las dimensiones de las anteriores. Son fallas que posiblemente no alcanzan tanta profundidad como las otras y por tanto, si bien son profundas, no atraviesan toda la corteza. Pertenecen al mismo conjunto de fallas pero son más pequeñas. Limitan bloques tectónicos y de N W a S E se pueden distinguir las siguientes:

- 1 - Falla de La Paramera - Cruz de Hierro.
- 2 - Falla del Burguillo.
- 3 - Falla Tiétar Norte.
- 4 - Falla de San Martín.
- 5 - Falla Villalba - Torrelaguna - Cogolludo.

1.- Falla de la Paramera - Cruz de Hierro.

Esta falla puede dividirse en dos tramos - Paramera - Cruz de Hierro . El primero se extiende desde Navarredonda de la Sierra hasta el Valle de Amblés bajo cuyos sedimentos terciarios se oculta. Hay que hacer notar que el comienzo de esta falla es anterior a la localidad de Navarredonda pero por salirse del marco de nuestro estudio no se ha investigado su origen preciso, sabemos, no obstante que ya se la encuentra en el macizo central de Gredos (zona del circo de Gredos y limítrofes) pero un punto de origen exacto no lo conocemos.

En este primer tramo se manifiesta como un gran dique de cuarzo, presente en las inmediaciones de Navarredonda, estudiado por Martín - Calvo (1968) desde el punto de vista de la prospección uranífera según se dijo en 2.5.3. El cuarzo se acaba en Hoyos de Miguel Muñoz y ya continúa como fractura de desgarre por toda la Paramera hasta las proximidades de Bandadas y Mironcillo en las vecindades del Valle de Amblés, en cuyos lugares vuelve a constituir otro dique de cuarzo. Por toda su marcha a través de la Paramera son muy visibles los fenómenos de cizalla asociados a ella, schieren de cizalla, feldepatos rosas así como estrías que señalan movimiento en la horizontal. Desplaza sinestralmente al granito de dos micas de La Paramera (ver 2.3.6.), sirve de límite E. al granito del Puerto de Menga (ver 2.3.3.2.) y también delimita por el W. al haz de diques de pórfido de La Paramera, que finalizan al llegar a las proximidades de esta falla. Finalmente alcanza el Valle de Amblés y queda oculta por los sedimentos terciarios de éste.

El segundo tramo - Cruz de Hierro - fue primeramente puesto de manifiesto por Capote y Vegas (1968) quienes al hablar de la misma la consideran como una gran falla paleozoica de gran envergadura que pone en contacto diversos tramos de Cámbrico con migmatitas precámbricas. En la zona de fractura observan milonitizaciones y ferruginización con fel-

sitas y pegmatitas. Las pizarras cámbricas en las proximidades de la falla se repliegan según ejes paralelos a la misma. En una segunda publicación - Capote y Fernández Casals (1971b) la asignan edad Tardihercínica y recalcan la importancia de ella al separar dominios distintos al N y S. respectivamente. Encuentran estrías que indican movimientos horizontales y verticales así como leucogranitos, aplitas y pegmatitas intruídas en el plano de falla. De esto deducen que el desplazamiento sinistral de la falla debió iniciarse en las últimas etapas de las intrusiones graníticas postectónicas. Las estrías en la vertical las relacionan con las reactivaciones alpinas. Por otra parte Fúster y Mora (1970) diferencian dos tipos distintos de zonas metamórficas al N. y S. de esta falla. Al N. zona de la biotita y al S. zona de la sillimanita. Posteriormente Fúster et al. (1974) sitúan el límite de la isógrada de la andalucita a lo largo de ella.

De N. a S. la falla pasa por el Puerto de la Cruz de Hierro - (de ahí su nombre) forma el borde W. de la depresión del Campo Azalvaro el límite E. de la Sierra de Ojos - Albos, pasa por Urraca - Miguel y llega al Valle de Amblés quedando tapada por los sedimentos del mismo.

En nuestra opinión los dos tramos deben constituir partes de una misma falla. Ambos llegan al Amblés en donde dejan de ser visibles - con dirección coincidente y, si se tiene en cuenta las ligeras inflexiones que padecen, basta que en el Valle de Amblés tengan alguna otra pequeña inflexión para que coincidan perfectamente. Las dos son fallas de cizalla de primera importancia y en el entorno del Valle de Amblés no hay más fallas de este sistema que tengan tal importancia por lo que parece lógico que una sea la continuación de la otra. Otra razón más es que el tramo de la Cruz de Hierro limita dos bloques tectónicos (Ubanell - 1977 c) - evidenciado por los diques de pórfido que se extienden desde la falla de Plasencia hasta la de la Cruz de Hierro sin grandes perturbaciones - y por su parte el tramo de La Paramera sirve de límite a otros dos bloques que son los mismos que los anteriores - puesto de manifiesto

por diques de aplita y pórfidos.

Por todo ello pensamos que los dos tramos constituyen una misma falla. Evidentemente la comprobación o no de esto se obtendría realizando un estudio geofísico en el Valle de Amblés encaminado a esta cuestión.

### 2.- Falla del Burguillo.

Se dirige desde antes de Arenas de San Pedro al Embalse del Burguillo finalizando aquí en otra falla de dirección NW-SE. En la mayor parte de su recorrido sirve de borde N. al granito de dos micas de Mijares y antes de llegar al Embalse del Burguillo se manifiesta como un dique de cuarzo (fig. 21). Morfológicamente es muy importante ya que da lugar al gran escarpe morfológico existente entre el Valle del Alberche y las Sierras del Valle, de la Centenera, del Cabezo y de Cabeza Aguda pasando al Valle del Tiétar por el Puerto de Serranillos.

Corta al granito de dos micas de Navaluenga desplazándolo ligeramente (0,5 Km.) en sentido dextral. Por otra parte se observan estrías en planos aledaños al de falla que indican un movimiento vertical. Esto junto con el gran escarpe morfológico indica la intensa reactivación alpina que ha experimentado.

### 3.- Falla del Tiétar Norte.

Se extiende, al pie del macizo oriental de Gredos, desde Ramacastañas a La Atrada. No es un único plano de falla sino que está integrado por varios planos (en este aspecto es muy semejante a la falla Meridional del Sistema Central) que no superan el número de cuatro. En algunos lugares constituye el límite S. del granito de dos micas de Mijares mientras que en otro le corta. No obstante, el borde S. de este plutón tiene la misma dirección que esta falla y está muy relacionado con ella. Los planos de falla tienen un buzamiento de 50° N. por lo que, en su actual disposición, se manifiesta claramente como falla inversa. Lo cual es particular-

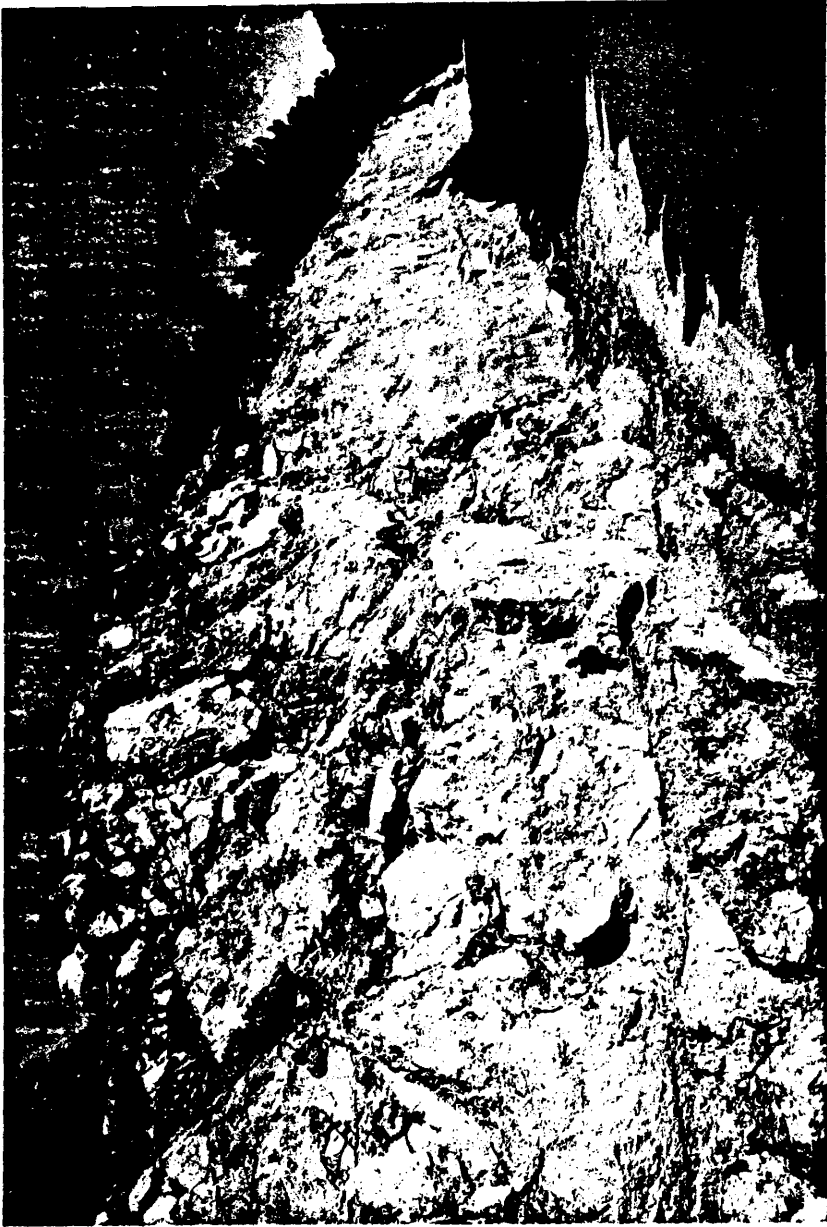


Fig 21.- Llave de cuarzo en la falla del Burquillo.

mente visible al entrar en contacto con los sedimentos terciarios del Valle del Tiétar a los cuales cabalga. Una característica muy típica y particular de esta falla es la existencia, a lo largo de ella, de cerros de cuarzo - aislados unos de otros. En estos cerros (ver mapa geológico) se observa - cuarzo lechoso muy cataclástico con gran cantidad de impregnaciones ferru- ginosas. Esto sólo resulta visible cuando alguna labor de prospección mine- ra lo pone al descubierto mediante calicatas, etc. pues sobre el terreno - lo único visible es un conjunto de clastos angulares de cuarzo distribui- dos uniformemente por el terreno que recuerdan más a formaciones de tipo - sedimentario. Sin embargo, hemos comprobado que debajo de estas yace el - cuarzo filoniano de tipo hidrotermal. En uno de estos cerros - el Cerro - Blanco, de La Adrada - además de cuarzo aparece feldespatos en grandes cris- tales (actualmente en explotación) y pequeños nódulos de mispíquel disemi- nados.

Todo esto denota una gran actividad hidrotermal a lo largo de la misma durante una etapa tardihercínica. Con anterioridad a ésta ya actuó como línea de debilidad cortical facilitando la intrusión del granito bio- títico puesto que el límite entre éste y el de dos micas de Mijares corre paralelo a la misma. Además éste posee en toda esta zona gran cantidad de pegmatitas muchas de las cuales presentan la dirección NE-SW, lo cual nos señala que la actividad de esta línea de debilidad es bastante antigua - puesto que empieza a manifestarse en las etapas finales del asentamiento - plutónico del granito de Mijares que es inmediatamente anterior al grani- to biotítico.

Durante el Terciario, junto con la falla Sur del Tiétar, ha dado lugar a la fosa del Tiétar rellena con sedimentos Paleógenos (arcosas - con niveles N.R.G.C. análogas a las del Valle de Amblés, fosa del Alto - Alberche, y bordes de las depresiones del Duero y Tajo). Posteriormente, cabalga a estos sedimentos y en la actualidad origina un gran escarpe de falla tanto más acusado cuanto más hacia el S.W. nos situemos alcanzan-

do un desnivel de 1600 m. a la altura de la Sierra de Cabezo (en Pedro Bernardo), desnivel tan sólo superado, en todo el Sistema Central, en el Macizo Central, en el Macizo Central de Gredos.

#### 4.- Falla de San Martín.

Se localiza al S. de San Martín de Valdeiglesias. Une el Valle del Tiétar con la depresión del Tiemblo a través del Valle del Avellaneda, dando lugar aquí a un gran escalón morfológico que separa el bloque del Piélagos de la Sierra de Gredos. Continúa al S. de San Martín adoptando la dirección E-W al entrar en la "zona de enlace" entre Gredos y Guadarrama, sirviendo de límite a la parte sur de la depresión del Tiemblo, a uno de los afloramientos de leucogranitos y a parte de la mancha metamórfica de El Escorial - Villa del Prado. A la altura del río Alberche adopta nuevamente la traza NE-SW y atraviesa dicha mancha metamórfica hasta alcanzar el sistema de fallas NNE de El Escorial - Robledo de Chavela - Navas del Rey. A partir de aquí su continuación resulta muy problemática pues no hay criterios objetivos para individualizarla de los restantes. Nuestra opinión personal es que debe enlazar con la de Villalba - Torrelaguna que tiene características similares a ésta. Tal enlace no es visible por el enmascaramiento que producen las fallas NNE anteriormente citadas.

El plano de falla buza hacia el N. lo que motiva que actúe como falla inversa, para los movimientos alpinos, en los tramos de dirección NE-SW y como falla normal en el sector E-W, ya que en los anteriores tramos el bloque levantado es siempre el bloque N. mientras que en el sector E-W la zona norte constituye el bloque hundido.

No hay marcadores geológicos que indiquen el movimiento horizontal de la falla. No obstante, si observamos los afloramientos de granitos leucocráticos (ver fig. 5) se ve que los situados al N. de la falla están más hacia el E. que los situados al S. de donde podría deducirse que la falla los ha desplazado dextralmente. Si efectivamente esto es así, es

te desplazamiento sería de 3 Kms.

La característica más sobresaliente de esta falla es la flexión que se produce en ella en la "zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama" perfectamente en línea meridiana con las otras flexiones que tienen lugar en las demás fallas como se verá más adelante.

#### 5.- Falla Villalba - Torrelaguna - Cogolludo.

Se extiende desde el N. de Cogolludo (Guadalajara) hacia Torrelaguna y Villalba hasta llegar a las fallas de El Escorial - Villa del Prado con las que choca. Posiblemente, como ya se ha dicho, continúe en la falla de San Martín.

La mayor parte de su traza discurre fuera de la zona de estudio, no obstante, debido a su importancia creemos interesante destacar sus características principales.

Desde la comarca situada al N. de Sigüenza, Palmarés de Jadraque, Alcorlo, Cogolludo etc., limita el Sistema Central de la fosa del Tajo, si bien, casi siempre suele estar oculta por los sedimentos terciarios. Al pasar Torrelaguna forma la depresión Guadalix - Redueña y junto con la falla meridional de la sierra forma el bloque de el Vellón - Macizo de San Pedro que es continuación del bloque del Piélagos - El Escorial. En esta parte el Cretácico aflora de manera continua a lo largo de ella, hasta Soto del Real. A partir de esta localidad solo hay dos afloramientos más, el de Cerceda y el de Villalba - Estación que sirven para indicar la actividad de esta falla en el Alpino. Pasado Villalba, al S. de Zarzalejo, aparece, en ella, un dique de cuarzo brechificado con un recorrido de 6 Kms.

La componente horizontal de su movimiento, que puede observarse a lo largo de la misma, es dextral siendo visible por el desplazamiento que sufren en este sentido los diques de pórfido de Zarzalejo - que es algo más de 1 Km.

c) Fallas de segunda magnitud.

Son fallas con dimensiones mucho más reducidas que las anteriores tanto en longitud como en profundidad. Su importancia es mucho menor de ahí que las denominemos así. Ahora bien, no hay que confundir este término con el de segundo orden de Moody and Hill (1956) ya que éste implica una relación estructural, una disposición espacial, mientras que aquí sólo se quiere dar una idea de magnitud. Desde el punto de vista de los citados autores todas estas fallas son de primer orden pero de distinta trascendencia. Esa diferencia de importancia es la que queremos poner de manifiesto.

De N. a S. pueden señalarse las fallas de Muñico (Muñico W. Muñico E.) la del Tiétar S. y la de Guadyervas.

Las primeras delimitan por el W. y el E. la pequeña fosa terciaria de Muñico, la cual comunica directamente con la gran cuenca del Duero. El plano de falla buza hacia el W. lo que condiciona que la más occidental sea inversa (con 45° de buzamiento) y la más oriental normal.

El movimiento en la vertical de estas dos fallas posiblemente llegue hasta el Cuaternario, si bien, de momento no lo podemos demostrar y hay que dejarlo en el campo de la hipótesis. Pero es muy significativo el problema morfológico que plantea el río Almar a su paso por la mancha metamórfica de Muñico. Este se encaja en los materiales metamórficos, cuando lo más fácil para él era seguir por los sedimentos terciarios en dirección NE. No es así, sino que se dirige hacia NW, por el metamórfico, atravesando la falla W que produce un desnivel de 60 m. entre el lecho actual del río y la superficie inicial por la que discurría. Sin embargo, su continuación por el NE tan solo ofrece un obstáculo de 20 m. la posibilidad de una captura hay que desecharla dado el carácter meandriforme del río. Las otras dos posibilidades son antecedencia y epigénesis (o sobreimpresión). En el primer caso significaría desnivelaciones cuaternarias de la falla mientras que en el segundo caso intervendría so

lamente la acción erosiva. De momento este problema queda planteado y esperamos lograr resolverlo en colaboración con geomorfólogos en una investigación posterior.

Por otra parte la falla del Tiétar Sur sirve de borde meridional al terciario del Valle del Tiétar y de límite septentrional al afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente. Su movimiento sinistral se observa por el desplazamiento que produce sobre las calizas metamórficas de Montesclaros, en las proximidades de Montanares.

Finalmente la falla de Guadyerbas separa en dos subbloques el bloque del Piélagos; el subbloque N. y el subbloque S. También disloca las isógradas del metamorfismo en el metamórfico de la Sierra de San Vicente (ver Casquet 1975). A lo largo de la misma se detectan desplazamientos dextrales y sinestrales sin poderlos fijar en el tiempo.

#### B. Fallas del sistema 75<sup>o</sup>.

Este sistema de fallas no se ha individualizado en el Macizo Hespérico hasta hace muy poco. Se le consideraba unido al NE-SW o al E-W. Tamain (1975) es uno de los primeros en diferenciarlo y cita esta dirección en el eje uranífero de Coimbra - Ledesma, en Portugal, y de filones argento - plomíferos tardihercínicos, en España. En trabajos posteriores otra serie de autores también consideran este sistema con entidad propia. Entre éstos merecen destacar los de Menduñía (1978a, 1978 b), Gamiel Martínez et al. (1978), Rambaud (1978) en el Macizo Hespérico y a Babín Vich (1978) en el Sistema Central.

Este último autor las define como "fracturas de escaso recorrido y poca abundancia" .... "fracturas cerradas".

En cuanto a lo primero compartimos completamente su opinión, no así en lo segundo al referirse a fracturas cerradas, pues si bien

es verdad que la mayoría lo son, hay algunas que contienen diques de cuarzo en su interior. Por otro lado si se estudian los trabajos anteriormente citados que los sitúan en distintos lugares del Macizo Hespérico se ve que casi siempre forman filones metalíferos, uraníferos (en el caso de Portugal) etc.

Para nosotros se trata de fracturas relativamente escasas. de corto recorrido individual pero que definen grandes alineaciones debido a que se sitúan unas a continuación de otras separadas por espacios en los que están ausentes.

Son fallas más recientes que las del sistema 50°-60° como se puso de manifiesto al tratar de este sistema (ver 3.3.2.A) pero más antiguas que la intrusión plutónica del granito de dos micas del Berrocal ya que este fosiliza una fractura de dirección 75°, es decir son también tardihercínicas. Pero además hay un grupo de ellas situadas al S. de la falla de San Martín (al E. y S. de Cadalso de los Vidrios) que se desarrollan tanto sobre el granito biotítico como sobre los leucogranitos y granitos aplíticos lo cual permite establecer la cronología relativa entre estos dos tipos de roca que, como se ha visto hasta ahora no había datos para ello (ver 2.3.7. c). Resulta obvio que si en uno aparecen estas fracturas y en el otro quedan fosilizadas, éste será más moderno que aquel. Así, pues, el granito de dos micas de El Berrocal es más moderno que los leucogranitos y granitos aplíticos.

Es interesante resaltar el hecho, puesto ya de manifiesto por Garzón Heydt (1980), de que las fosas terciarias situadas en el interior de la Sierra siguen esta dirección de 75 si bien sus bordes están limitados por fallas de otros sistemas distintos. Este es el caso de las depresiones del Corneja, Valle de Amblés y Campo Azálaro. Esto puede indicar que esta directriz ha actuado como línea de debilidad durante la época Alpina.

Las fallas más representativas de este sistema son las de La Serro

ta-Becerril-Navas del Marqués y el sistema de fracturas de Cadalso de los Vidrios.

a) La Serrota-Becerril-Navas del Marqués.

Constituyen las fallas individuales separadas unas de otras, que definen una alineación a lo largo de la Sierra.

La falla de La Serrota separa el macizo montañoso del mismo nombre de la depresión terciaria que se extiende al pie de él por la parte S. En un trabajo anterior (Ubanel, 1975) ya pusimos de manifiesto el posible carácter de falla inversa. En cualquier caso da lugar a un semigraven en cuyo borde N. se depositan los materiales terciarios que lo recubren en parte. Estos materiales son posiblemente anteriores al Mioceno, quizás Oligoceno o Eoceno por lo que la falla ha actuado, en la vertical, con seguridad, después de esa época.

La falla de Becerril se encuentra sobre la Paramera de Avila desde la carretera nacional 403 (Toledo-Valladolid) hasta el pueblo de El Herredón - consta de dos líneas de falla paralelas una de las cuales, la situada más al N. es un dique de cuarzo.

Por su parte la de las Navas del Marqués recorre desde este lugar hasta El Valle de los Caños.

En estas dos últimas no se aprecian movimientos horizontales ni verticales. En conjunto estas tres fracturas marcan una alineación de 40 Kms. de largo, aunque individualmente consideradas no pasan de los 9 Kms. de longitud.

b) Sistema de fracturas de Cadalso de los Vidrios.

Constituyen un conjunto de fracturas que con dirección media de 75° está situado al E. y al S. de Cadalso de los Vidrios (Madrid); formado por seis fracturas principales y gran número de otras menores que forman parte del diaclasado de las rocas graníticas. La más importante de ellas no sobrepasa los 4 Kms. de longitud. En principio se pensó que pertenecían al diaclasamiento del granito pero se desechó esta idea al comprobar que se encuentran tanto en un tipo de granito como en otro y que, incluso, cortaban el

contacto entre ambos. Si bien, aquí, tienen un carácter local responden a un esfuerzo más general que comentaremos al tratar del origen de las fracturas.

### 3.3.3.- Fracturas NW-SE.

Denominaremos así a las fracturas cuyas direcciones están próximas a los 130°-140°. (fig. 22).

Fuera de nuestra zona de trabajo se han identificado importantes fallas de este sistema. En el N. de la Península en la Cordillera Cantábrica, destaca la falla de Ventaniella, primeramente definida por Juli - vert (1965) y denominada después por otros autores como falla Cantábrica (Martínez Alvarez 1968. 1974). Parga (1969) señala un desplazamiento dextral a lo largo de la misma de 5 Kms. Capote (1978) destaca la gran implicación de la misma en la tectónica Alpina de la Ibérica al tiempo que cita nuevas fallas de este sistema tal como la falla Hespérica. Esto queda corroborado si examinamos el mapa de isopacas que Garrido Mejías y Villena (1977) realizaron para la sedimentación del Triásico inferior y medio en el Sistema Ibérico. En efecto, se observa una alineación clara de las cuencas según esta dirección.

Por otra parte en el S.W. del Macizo Hespérico estas fallas han desempeñado un papel importantísimo en la evolución dinámica del Hercínico presentando antecedentes anteriores al tardihercínico habiendo influido en la sedimentación (Gutiérrez Elorza, 1970), en las alineaciones de rocas volcánicas tanto en Portugal, (Carvalho 1975, 1976) como en España (Rambaud, 1978) y por tanto en las mineralizaciones metálicas del S.W., en el límite entre grandes zonas, como es el caso de la separación entre las zonas "Surportuguesa" y de "Ossa Morena" que se efectúa a lo largo de un cabalgamiento con esta dirección (Vegas y Muñoz, 1976) etc.

En la provincia de Salamanca, Saavedra y Sánchez (1974) ponen de manifiesto la existencia, a lo largo de esta dirección, de un determinado grupo de rocas graníticas.

También se han reconocido estas fallas en terrenos alpinos (Prebé - tico de Alicante) como respuesta a fallas del zócalo (Rodríguez Estrella 1977).

Como se vé son fallas con evolución estructural compleja cuya mejor definición es la establecida por Athaud y Matte (1975) que las consideran como grandes fallas de historia compleja que separan zonas paleogeográficas y estructurales diferentes que primero funcionan como fallas - normales durante la sedimentación Paleozoica, luego como cabalgamientos en el plegamiento hercínico y finalmente como desgarres en época tardihercínica.

Por lo que respecta al Sistema Central hay que decir que tan solo conocemos dos citas de fallas importantes pertenecientes a esta red de fracturas. La primera realizada por Vegas (1975) al definir la "alineación del Escorial" como una unidad más antigua, probablemente Precámbrica, que condiciona la estructura hercínica y que también actúa como falla tardihercínica de desgarre. La segunda es la que efectúa Hernando - Costa (1977) al tratar sobre la sedimentación pérmica en la zona de Atienza, en el extremo NE del Sistema Central. Para este autor existe una línea recta NW-SE al N. de la cual se sedimentan los materiales pérmicos - mientras que al S. de la misma están ausentes. Sin embargo, no ocurre lo mismo con los sedimentos triásicos que aparecen a ambos lados de la falla, de donde se deduce que la actividad de ésta cesa en el Triásico. Por la posición en que coloca esta falla debe corresponderse con la denominada falla Hespérica de Alvaro et al. (1978).

Respecto a la "alineación del Escorial" hay que aclarar que como tal falla tardihercínica no la hemos observado ni sobre el terreno ni sobre la fotografía aérea (no discutimos su actividad anterior por no ser tema de esta investigación). Si hay, en cambio, una expresión morfológica consistente en la disminución del relieve entre las sierras de Guadarrama y Malagón dando lugar al Puerto de Guadarrama. Posiblemente al tratarse de un accidente antiguo, esté en parte fosilizado y no puede reconocerse co

mo tal falla. Desde luego sobre la "Cordillera" no la hemos podido detectar; no obstante, en un trabajo realizado recientemente en colaboración - (Rosales y Ubanell, 1979) se detectó por geofísica, bajo los sedimentos - de la Cuenca del Duero, una falla NW-SE, que desplaza sinistralmente a la falla de Plasencia, estando situado sobre esta "alineación" definida por Vegas.

De acuerdo con esto, conviene recordar aquí lo expuesto en 2.6.6., al hablar de los sedimentos cretácicos, en donde se dijo que el límite occidental de la transgresión cretácica sobre la "Sierra" había que situarlo en una línea NW-SE que uniera Valdemorillo y el Campo-Azalvaro paralela a la alineación del Escorial pero situada más hacia el W. Ahora bien, tampoco puede definirse esta línea como una fractura puesto que no resulta - cartografiable. Nuestro parecer es que puede tratarse de una pequeña flexura que sirve de límite a áreas emergidas y hundidas y por eso constituye el borde de la sedimentación Cretácica o bien de un basculamiento general perpendicularmente a esta dirección que motivaría el que la línea de costa cretácica estuviese ahí.

Resumiendo, pues, puede establecerse que es muy destacable la ausencia de grandes fallas de este sistema en los dominios de la Cordillera Central Española. Concretamente en la zona estudiada ninguna de ellas supera los 10 Kms. de longitud, su número es pequeño y su significación geológica escasa. Contrasta enormemente, la importancia que adquieren en otros - lugares de la Península con la que poseen aquí.

#### 3.3.4.- Fracturas WNW-ESE.

La dirección media de este sistema de fracturas es de  $110^\circ$  (fig. 22). Distintos autores las han señalado en diferentes partes del Macizo Hespérico.

Marcos (1968 a, 1968 b) estudia la "Leon line" (Falla del León), cartografiada por De Sitter en 1962 sobre la Cordillera Cantábrica, llegando a la conclusión de que su actividad se inicia entre el Westfaniense supe-

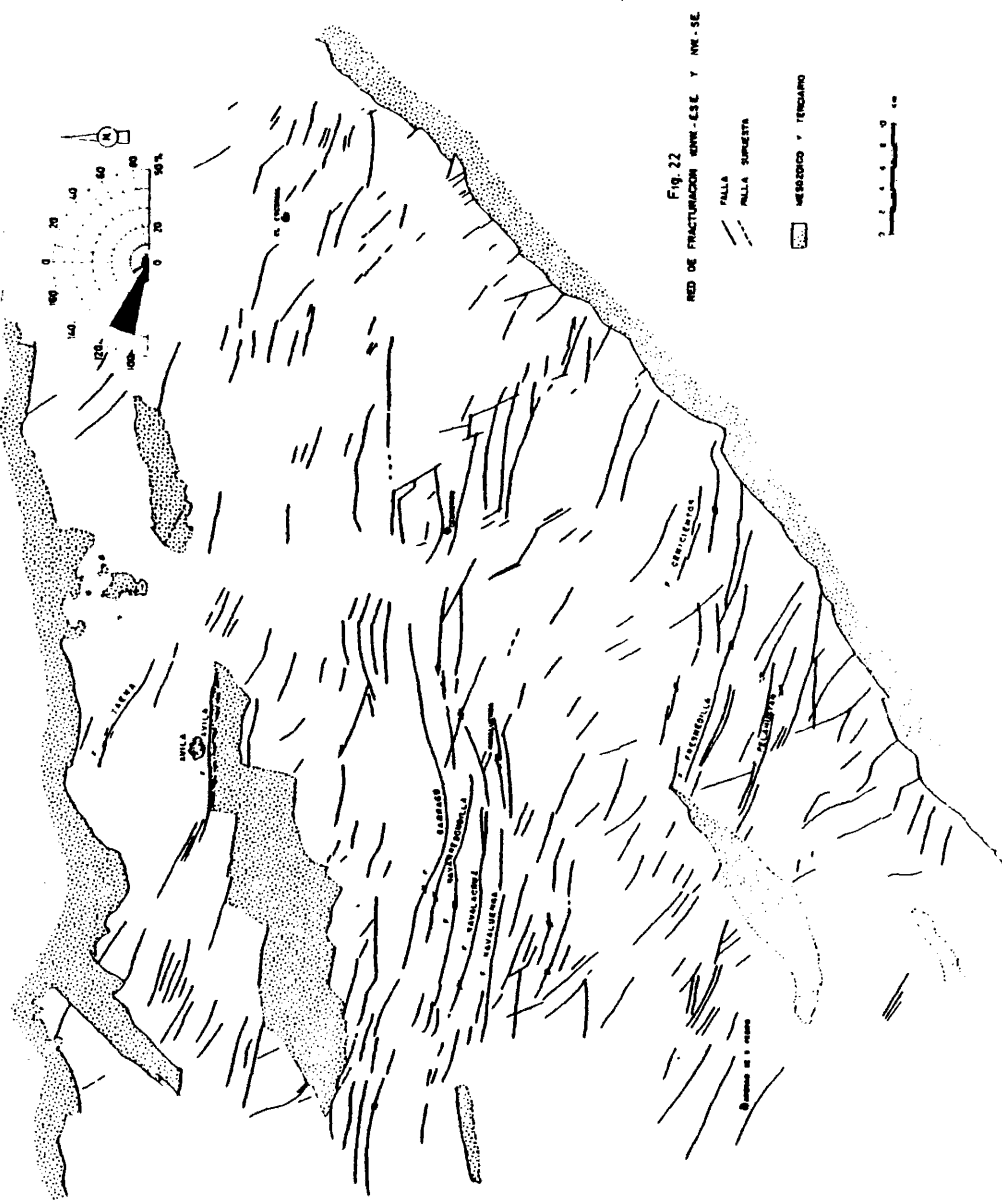
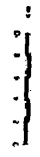


Fig. 22  
RED DE FRACTURACION NW-SE y NW-SE

FALLA  
FALLA SIMETRA  
MESQUITE / TENDIDO



rior y el Estefaniense, es decir es pre-Estefaniense. Es una falla de desgarre con movimiento sinistral; posteriormente en el Estefaniense se removiliza según la vertical.

Tamain (1975), en el S.E. de la Meseta, considera esta dirección como la de las grandes megaestructuras Hercínicas, es más, incluso, supone que viene ya condicionada por accidentes antiguos de edad Cámbrica. Los complejos básicos de Varas-Guadalbarbo y de Los Ojuelos así como el batolito de Los Pedroches, según él, intruyen a favor de fracturas profundas. En el límite N. de este batolito sitúa una línea tardihercínica con esta dirección que separa dos dominios metalogénicos: al N. el plomoargentífero y al S. el cuprífero.

En esta misma región pero en el borde sur del batolito de Los Pedroches Aparicio et al. (1977) diferencian dos provincias petrológicas separadas por una "línea básica" con esta dirección.

Gumiel et al. (1978) resalta que las mineralizaciones de antimonio de Alburquerque (Badajoz) se encuentran en fracturas de 110°, las consideran fracturas de Tensión.

En el Sistema Central esta red de fracturas ha sido analizada por Jiménez Fuentes y Cruz Reyes (1976), en las proximidades del Valle del Jerte que han considerado sólo su evolución terciaria. Para ellos el movimiento de las WNW-ESE es posterior a las NNE-SSW puesto que las desplazan. Estos movimientos continúan hasta el Cuaternario y lo relacionan con reajustes isostáticos y con los fenómenos glaciares.

Cadauid (1977) también identifica esta red en el basamento de la Cuenca del Tajo.

Por otra parte García de Figuerola et al. (1974), pone de manifiesto que en los diques básicos del N. de Extremadura, de rumbo general E-W, hay, en ellos, una tendencia a curvarse hacia el NW en las proximidades de la frontera portuguesa. Este arqueamiento lo consideramos un dato muy valioso puesto que, como se verá después, en nuestra zona también se producen estos arqueamientos colocando a los diques de pórfido E-W en posi -

ciones WNW-ESE de tal forma que, a veces, resulta difícil discernir si la posición inicial de tales diques era E-W o ya se partía de una situación WNW.

A escala del Macizo Hespérico se puede decir que estas fracturas influyen notoriamente en la sedimentación hercínica, en las intrusiones ácidas y básicas, en las mineralizaciones metálicas y en la disposición tardihercínica. Después prosigue su actividad en tiempos mesozoicos y terciarios pudiendo llegar hasta la actualidad. Son fallas profundas y por consiguiente importantes.

Las estudiadas aquí presentan características algo diferentes por varias razones:

La primera es que al ser la mayoría de las rocas de edad tardihercínica toda actividad de estas fallas anteriores a esta época no puede quedar reflejada por ser los materiales de edad más reciente.

La segunda es que el carácter profundo que las asignan algunos autores no queda reflejado en las estudiadas por nosotros. Entendiendo por carácter profundo aquellos que atraviesan la corteza o al menos la capa sílica.

Referente al condicionamiento de las intrusiones ácidas se observa que el borde N. de los granitos de Villa del Prado y de el Berrocal respectivamente siguen esa dirección, luego parece deducirse que están, en parte, controlados por esas fracturas. También hay otro afloramiento granítico, el de El Barraco que se sitúa paralelamente a una de estas fallas y queda cortado ligeramente por ella. Si bien éste presenta hoy en día disposición E-W debido a un arqueamiento que tienen estas fallas del que después hablaremos. Lo que es muy notable es el fuerte diaclasado que presentan los granitos de la zona de Avila en dirección WNW-ESE.

Estas fallas son de menor categoría que las NE-SW, se distribuyen más o menos uniformemente por todo el mapa, si acaso con mayor concentración en el Valle del Alberche. No suelen tener tramos que excedan de los 20 Kms. de longitud, excepcionalmente la falla del Barraco tiene 3/4 Kms. de

larga en uno de sus segmentos. Ahora bien la longitud total de los diversos tramos de que consta una misma falla alcanzan 86 Kms., que es la distancia que hay en esta dirección entre las fallas de Plasencia y Meridional del Sistema Central. Su equidistancia en los lugares donde abundan más es de 2 a 4 Kms. Los movimientos a lo largo de ellas son siempre dextrales pero con escaso recorrido, nunca superan el kilómetro. En muchas se producen procesos de emigración de la sílice transformándose el granito en episenitas, con textura cataclástica, con epidota y con los típicos feldespatos rosas que las caracteriza. Uno de los sitios donde mejor se ven estos fenómenos es en la "cueva del Maragato" que se encuentra en la carretera de Avila hacia Arenas de San Pedro pasando el Puerto de Menga en el puente sobre el arroyo de los Hoyuelos próximo ya a su desembocadura en el río Alberche. El estriado horizontal visible en los planos de fractura confirma el movimiento dextral deducido cartográficamente. Después del movimiento según rumbo se desplazan en la vertical influyendo en la configuración actual de la "Sierra". En algún momento de su historia se han comportado como fracturas abiertas que se rellenan con distintos productos según el lugar en que se encuentran. Así la falla de Cenicientos y sus asociadas se rellenan con baritina, cuarzo y mineralización B.P.G.C. mientras que la del Barraco lo hace con cuarzo entre las localidades de Navalmoral y Navarredondilla y en el granito de Mijares las fracturas de esta dirección se impregnan con filoncillos centimétricos a milimétricos de óxidos de hierro. Sobre estos filoncillos se producen después estrías de falla que reflejan el movimiento vertical (fig. 23).

Quizás lo más interesante de estas fallas sea la existencia de dos conjuntos de fracturas WNW-ESE. Es decir dos sistemas que tienen la misma dirección pero distinta edad. En efecto, si observamos la fig. 22 vemos que el primero de estos sistemas está arqueado (fig. 24) mientras que el segundo no solamente no está arqueado sino que además fosiliza a dicho arqueamiento. Esta flexura se produce en el Valle del Alberche en

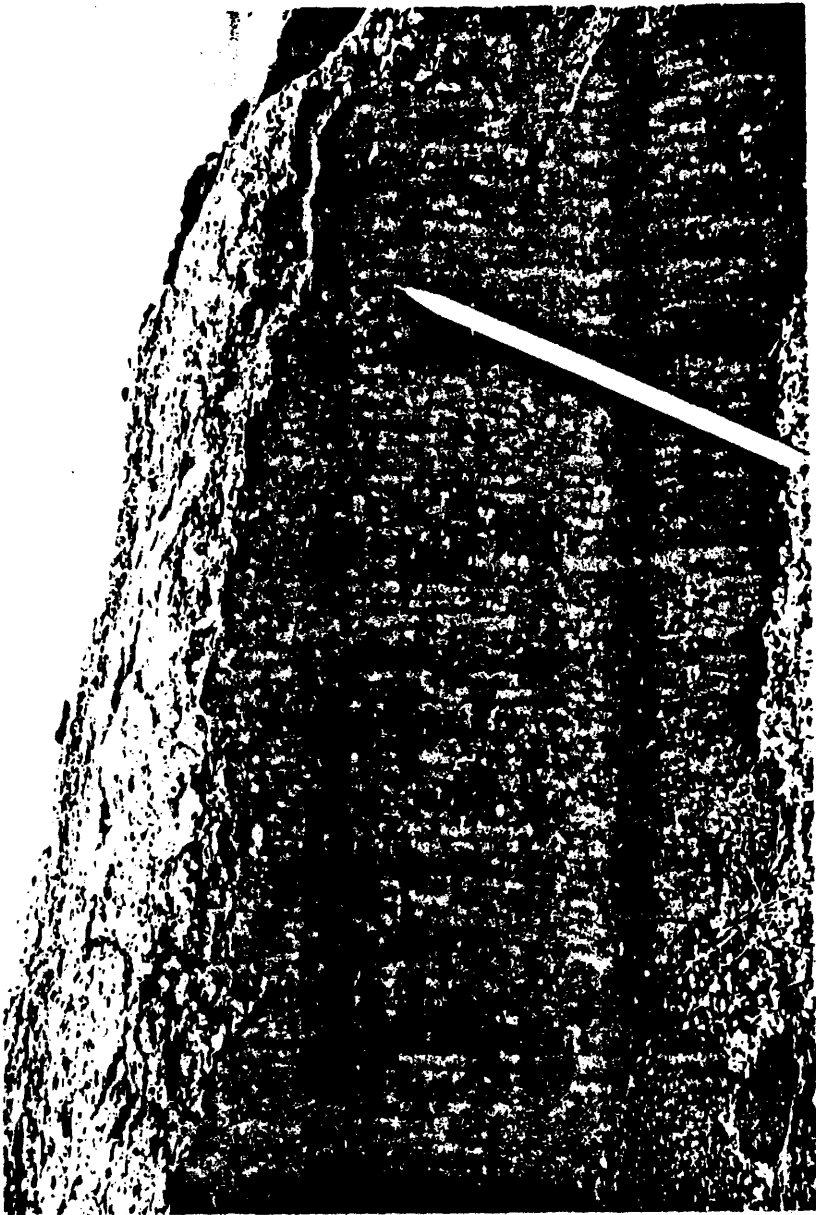


Fig. 23.- Estrías de falla en el granito de Mijares.

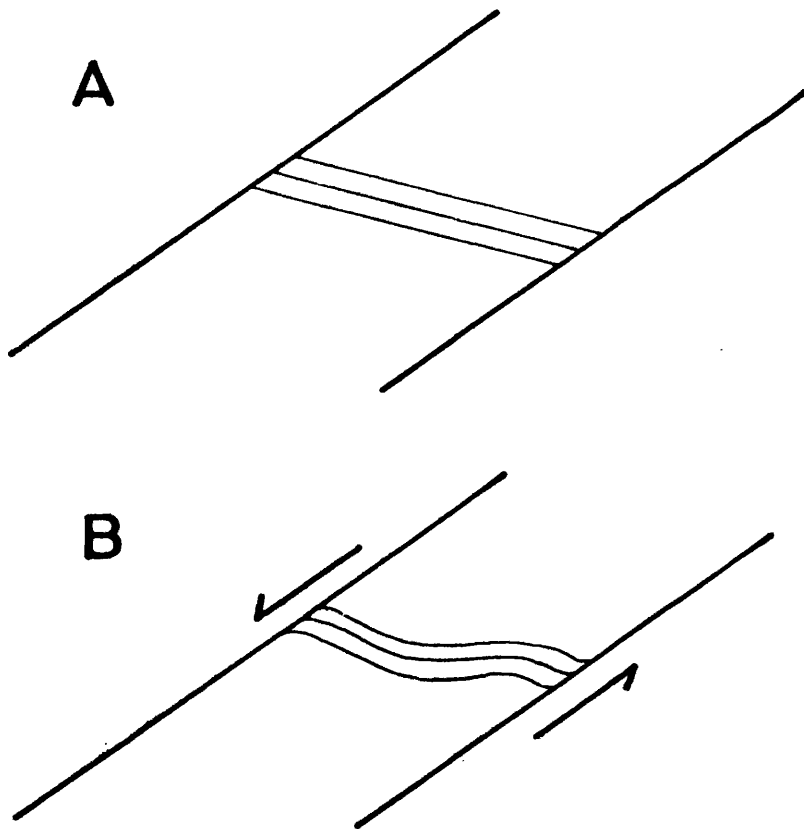


Fig. 24 -

Arqueamiento de las fracturas WNW-ESE durante la segunda etapa de movimientos sinistral de las fracturas NE-SW (50°-60°). Como consecuencia de estos movimientos se produce también un acortamiento E-W.

A - Estado inicial.

B - Estado final.

tre Navalmoral y la falla del Herradón-Casillas (definida en 3.3.6.). Paralelamente a esta flexura hacia el N., a la altura de Avila, se produce también otra deformación que provoca en las fracturas que se extienden desde el afloramiento metamórfico de Muñico hacia Avila con rumbo WNW-ESE un cambio gradual del mismo hasta adquirir la posición E-W. De tal forma, que las fallas que en Avila constituyen el borde N. de la depresión terciaria del Valle de Amblés y poseen dirección E-W son fallas de la red WNW-ESE giradas a dicha posición.

A primera vista cabría preguntarse si estas flexiones no son tales, sino distintos sistemas de fallas que se unen y dan la impresión de una misma fractura que se dobla. Esto hay que desecharlo completamente. La mejor comprobación de que esto no es así la tenemos al comprobar que, en Avila, paralelamente a estas fallas se disponen los haces de diques de pórfido y la misma inflexión que afecta a las fallas les afecta a ellos. En la falla del Barraco ocurre exactamente lo mismo, aunque en este caso es todavía mucho más manifiesto este paralelismo que tiene lugar a lo largo de 30 Kms.

De los dos sistemas presentes, con esta dirección, el más antiguo es el más abundante y el que tiene mayor importancia. Las fallas con más significación pertenecientes al mismo son la de Avila, la de Taefia y las del Barraco, Navarredondilla, Navalacruz y Navalucnga.

La primera se extiende desde la mancha metamórfica de Muñico hasta el afloramiento metamórfico de Ojos-Albos. En la Colilla (al W. de Avila) se inflexiona y a partir de aquí se dirige con dirección E-W hasta quedar cortada por la falla de La Paramera-Cruz de Hierro en las cercanías de las rocas metamórficas de Ojos-Albos. En el tramo E-W de Avila se ha descubierto actividad hidrotermal de la misma (Ubanell et al. 1978) que afecta tanto al basamento granítico como a los escasísimos sedimentos Paleocenos. Este hidrotermalismo se manifiesta en dos etapas y es particularmente curioso por la alteración que introduce en las rocas graníticas. Estas se transforman en argilófiros (Martín Donayre 1979), roca -

muy peculiar que tan sólo se encuentra en este lugar dentro del Sistema Central.

Las fallas del Barraco, Navarredondilla, Navalacruz y Navaluenga forman un haz de fracturas comprendidas entre las fallas de Plasencia y Meridional de la Sierra. Además del arqueamiento anteriormente mencionado también padecen una flexión que tiende a situarlas en posición E-W en las proximidades de la falla de Plasencia como consecuencia del arrastre producido por ella al moverse sinistralmente. En algunos tramos de estas fallas se producen apisientizaciones, schiren de cizalla, etc.

La edad de la primera generación de fallas WNW-ESE es posterior a las N-S y anterior a las NNE. Posterior a las N-S porque no están afectadas por el movimiento de estas en la "zona de debilidad" entre Gredos y Guadarrama. Después de formarse las WNW-ESE se produce el arqueamiento de ellas ya descrito. Sin embargo las fallas NNE, en su mayoría diques de cuarzo, no se ven distorsionadas por este arqueamiento luego son posteriores a él. Ahora bien si nos fijamos en los diques de cuarzo NNE vemos que estas fallas desplazan dextralmente a determinados diques pero a otros no. Esto puede observarse a lo largo de una misma falla, lo cual en nuestra opinión lo interpretamos como signo de contemporaneidad. Es decir en una etapa sinistral de las fallas NE-SW, las fracturas WNW-ESE se mueven dextralmente un poco después comienzan a formarse diques de cuarzo NNE por distensión. Otros dos hechos más confirman esto. Uno que los diques más antiguos que estas fallas WNW-ESE, es decir los diques N-S diabásicos y de tendencia sienítica quedan desplazados en sentido dextral por dichas fallas en una medida mucho mayor que el desplazamiento destrógiro que afecta a los NNE. En la Serrota, al S. de Villatoro los diques de tendencia sienítica están dislocados en este sentido mientras que los NNE se encuentran intactos. Y por otro lado se da el caso al S. de Cenicientos hay unos diques de baritina WNW-ESE que quedan cortados por diques de cuarzo NNE. A su vez los de baritina cortan y desplazan dextralmente a uno de pórfido N-S, luego parte del movimiento dextral a lo largo de los WNW es anterior a los NNE.

Respecto a la antigüedad de la segunda generación de fallas WNW-ESE sólo se puede precisar que son posteriores al arqueamiento que existe en las primeras.

Resumiendo la red WNW-ESE consta de dos sistemas de fracturas separadas en el tiempo. Son fallas comprendidas entre las grandes fallas corticales dispuestas con cierta uniformidad. Han actuado como fallas abiertas y como fallas en dirección con movimiento dextral durante el tardí-hercínico. En el Alpino se comportan como fallas normales. Se forman después de las fallas N-S e inmediatamente antes que las NNE.

La falla de Tañá, al N. de la de Avila, es interesante porque en ella existen estrías que denotan que el movimiento horizontal tiene una componente, de cierta importancia, en la vertical. Por otra parte es una de las fallas en las que mejor se han desarrollado las estrías constituyendo, a nuestro juicio, uno de los mejores sitios para estudiar los procesos de fracturación de rocas graníticas. La cataclasis es tan intensa que la roca se transforma en caolín y sobre este caolín endurecido se producen las estrías, de tal forma que se obtienen planchas de caolín con estrías en perfecto estado.

### 3.3.5.- Fracturas NNW.

Poco podemos decir de estas estructuras dada la escasez con que aparecen y la pequeña influencia geológica que tienen. Consideramos como tales fracturas las que se aproximan a los 150° de dirección.

Las referencias bibliográficas a las mismas son escasas. Tamafn (1975), en Extremadura, las relaciona con las E-W como conjugadas de estas. Por contra Vegas (1975) afirma que son conjugadas de las NE-SE y que en Almadén son más evidentes produciendo la traslación de las estructuras hercínicas. En el Sistema Central, Babín (1978) las señala en la región de Béjar-Piedrahíta con una dirección media de 30° W indicando que se trata de "fracturas de corto recorrido y gran importancia morfológica" ya que han favorecido la instalación de redes fluviales.

En nuestra área son escasas, de corta longitud, situadas con cierta preferencia en el bloque del Piélagos-El Escorial. Tienen un desarrollo inicial antiguo pues limitan los afloramientos metamórficos de la Sierra de San Vicente y Montesclaros, es decir que las rocas graníticas que las bordean han intruído según esta dirección. Dentro de estas manchas metamórficas sirven de separación a distintas unidades litológicas. Después en la época Alpina se mueven en la vertical. No se han observado diques a lo largo de ellas por lo que parece que han permanecido siempre cerradas, opinión que concuerda con la de Vindel (1980). Tampoco se ven aquí efectos de cizalla a lo largo de ellas (aún cuando en otros lugares del Hespérico si los hay).

En realidad, faltan datos para definirse sobre el significado y evolución de estas fracturas.

### 3.3.6.- Fracturas N-S.

El conjunto de fracturas N-S ha sido poco estudiado por los autores que han investigado la fracturación en el Macizo Hespérico. Unos de los primeros autores en citarlos sobre el Sistema Central son Fúster y De Pedro (1954) y Birot y Solé (1954). Recientemente Soers (1972), Arenillas et al. (1975) y Garzón Heydt (1980) han profundizado algo más en su estudio.

Capote et al. (1977) llegan a la conclusión de que la falla de La (N-S) en el Guadarrama oriental separa las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana siendo un cabalgamiento de edad comprendida entre la primera y segunda fase hercínica. Esto, denota un antecedente tardihercínico que en el área de este estudio no se pone de manifiesto ya que las rocas sobre las que se implantan son tardihercínicas. No obstante, sí se refleja una actividad, anterior a la implantación de estas fracturas como tales, en las grandes intrusiones plutónicas que ya pusimos de manifiesto en 2.3.9.

En nuestra zona se manifiestan claramente como fallas de distensión.

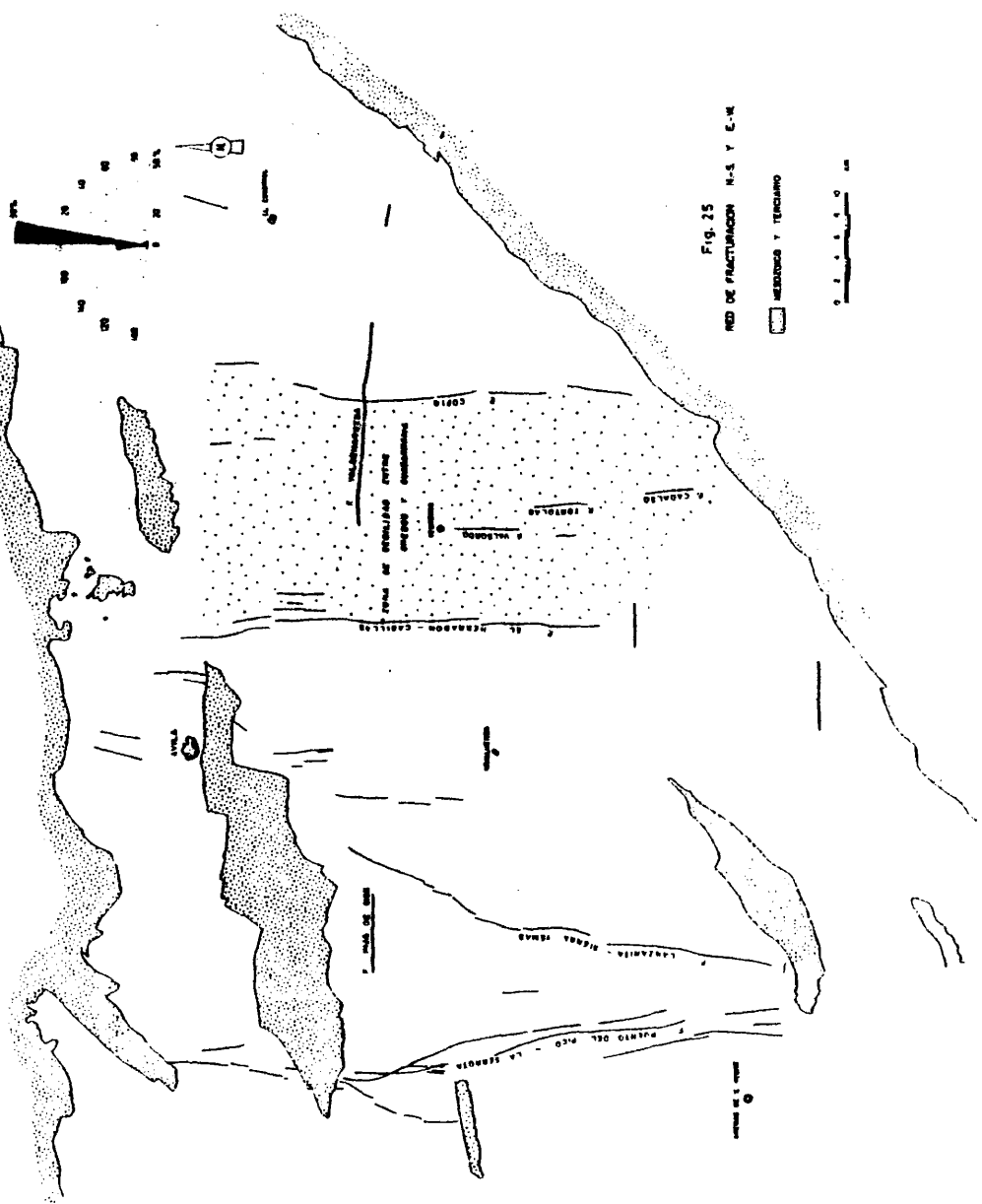


Fig. 25  
RED DE FRACTURACION N.S. Y E-W

■ MEDIDOS Y TERCIANO

Asociadas a las mismas se encuentran los diques diabásicos y de tendencia científica (fig. 25) de esta dirección así como el afloramiento volcánico de La Paramera. Después de la etapa inicial de distensión han sido sometidas a empujes perpendiculares a su rumbo que producen un acortamiento E-W con deformación de las estructuras comprendidas entre dos de ellas, concretamente en la "zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama". Este acortamiento es sincrónico con el movimiento dextrógiro que tiene lugar entre estas dos fallas aunque no se originen movimientos relativos a lo largo del plano de falla (fig. 26). El recorrido medio de estas es de unos 40 Kms. aunque algunas sobrepasan en mucho esta cifra, tienen un espaciamiento uniforme cercano a los 20 Kms. Son fallas profundas, dado que por ellas intruyen rocas básicas (fig. 27). de gran importancia estructural. Durante el terciario ejercitan una poderosa acción morfológica. El plano de falla que a veces está relleno con diabasas, presentan otros muchos planos paralelos que se van espaciando según nos alejamos del mismo. Estos diques diabásicos contienen en su interior, en algunos lugares, un dique de cuarzo de poca potencia (10-20 cms.) pero de gran valor geodinámico al poner de manifiesto una reapertura de los mismos en una etapa posterior ya en niveles más superficiales y que quizás corresponda con el hidrotermalismo mencionado en 2.5.4. b.

Referente a la edad de estos, sabemos que son anteriores a los diques de cuarzo NNE y posteriores al movimiento dextral de las fallas NE-SW. Pero es más, en el Guadarrama oriental, Soers (1972) distingue dos importantes fallas, la de Cañamares y la de Alcolea. La primera de dirección submeridiana y la segunda netamente N-S. Esta última tiene movimientos verticales importantes tardihercénicos pero queda fosilizada por el Triásico (Buntsandstein). Por otro lado, la falla de Cañamares actúa como desgarre sinistral y en su extremo sur produce un graben en el que se depositan 800 m. de serie Pérmica (Virgili et al. 1973 a, 1973 b). La base de este Pérmico, (Autuniense) contiene intercalaciones volcánicas (Ramos y Sopeña, 1976). También hay descritas coladas volcánicas en el Pér-

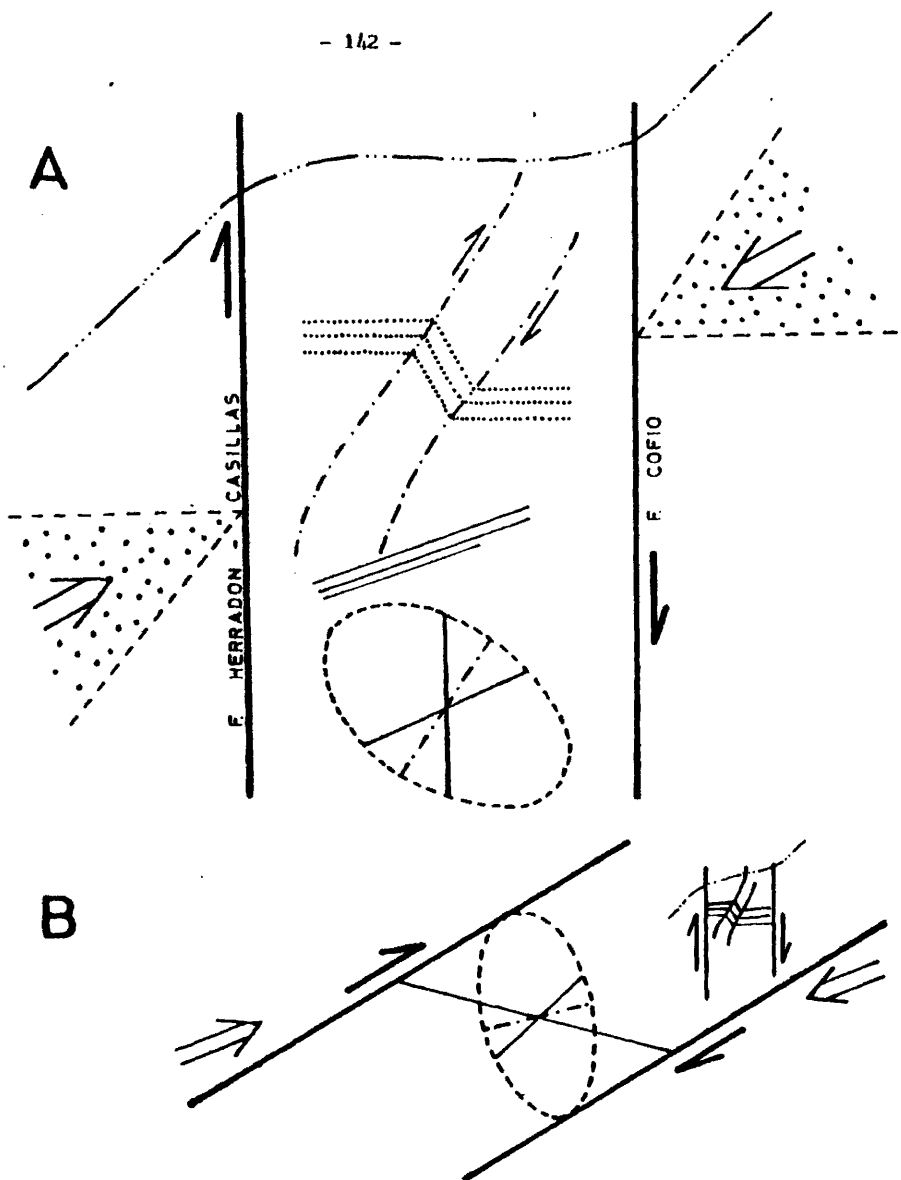


Fig. 26- A.- Zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama.- Un campo de esfuerzos general comprendido entre  $50^\circ$  y  $90^\circ$  produce un movimiento dextral de las fallas N-S y crea dentro de la "zona" un campo de esfuerzos locales que origina fracturas de tensión de  $35^\circ$ , que se rellenan de cuarzo, fracturas de  $75^\circ$  y refuerza las N-S. Obsérvese la deformación de los diques porfídicos (en puntos).

B.- El campo de esfuerzos general da lugar a movimientos dextrales en las fallas NE-SW, desarrolla las fracturas WNW-ESE y produce la apertura de las NE-SW ( $75^\circ$ ).



Fig. 27. - Digue de diabase de Navandrina

mico presente en la región de Atienza (Virgili et al. 1976, Hernando - Costa, 1977). Todo esto indica que al principio de la sedimentación pérmica hay una etapa de manifestaciones volcánicas. Etapa que ha sido considerada por algunos autores (Lorenz y Nicolls, 1976) como una fase de distensión general que afectó al sur de Europa, dando una topografía de "basin and range" que en el transcurso del Pérmico se convierte en penillanura. La clasificación petrológica de estas rocas volcánicas es de tipo andesítico en la zona de Atienza (Soers, 1972) y basáltico en la Cordillera Ibérica (Peña, de la J.A. et al. en prensa).

De lo cual se deduce que en el Sistema Central el comienzo del Pérmico se caracteriza por una etapa distensiva acompañada de vulcanismo, con sedimentación en pequeñas cuencas continentales asociadas a fracturas. Teniendo en cuenta que (exceptuando el dique de Plasencia) las únicas fracturas acompañadas de rocas básicas son estas N-S. Pensamos que las fracturas N-S fueron los conductos de emisión de las rocas volcánicas interestratificadas en los sedimentos del Pérmico inferior. Por consiguiente la edad de estas fracturas N-S la situamos en el comienzo del Pérmico (autuniense). Naturalmente esto deberá ser probado con un estudio petrológico y geoquímico comparativo entre los diques diabásicos y las series volcánicas que no realizamos por no ser nuestra especialidad.

Las principales estructuras que se distinguen en el área estudiada son:

- 1 - La falla Puerto del Pico-La Serrota.
- 2 - La falla Lanzahita-Sierra Yemas.
- 3 - Zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama.  
(fallas Herradón-Casillas y Cofio).

- 1 - Falla Puerto del Pico-La Serrota.

Comienza al S. del Puerto del Pico, cerca de Arenas de San Pedro y llega hasta el Valle de Ambiés a través de la Sierra de Gredos y La Serrota. Está compuesta por dos fallas paralelas, separadas 1 Km., que se entrecruzan en la Serrota. Tienen una ligera flexión y a lo largo -

de ellas se aprecia un pequeño desplazamiento dextral.

De las dos fallas, la situada más al W. queda interrumpida por la falla de La Paramera-Cruz de Hierro (del sistema NE-SW) y lleva asociado un dique de tendencia sienítica muy ostensible en las proximidades de Cuevas del Valle. Precisamente aquí se puede observar la estrecha relación entre los diques de tendencia sienítica y los de diabasas al comprobar que dentro del dique de tendencia sienítica hay enclaves de diques de diabasas con tránsito gradual pero rápido de uno a otro lo que creemos que plantea un problema petrológico muy interesante, para que sea abordado por especialistas en la materia. También aquí se ve como los diques de cuarzo con sienitizaciones acompañantes cortan a estos diques N-S. El dique de tendencia sienítica se le puede localizar hasta el Puerto del Pico y en algún otro punto al N. del mismo desde donde deja de aflorar para volver a ser visible en la Serrota, al N. de Garganta del Villar (Arenillas et al. 1975) (fig. 25).

La falla colocada al E. continúa sin interrupción hasta el Valle de Amblés cortando en la Serrota a diques diabásicos N-S. Este desplazamiento tan importante que afecta a los diques de tendencia sienítica en magnitud próxima a los 5 Kms. y el que la falla E. no sea perturbada lo interpretamos como una doble actividad de esta falla. Así en un principio se formaría la falla W. que se rellena con el dique sienítico, luego hay una fuerte transposición de tal dique y después en otra etapa alejada de la primera, en el tiempo, se forma la fractura E. Esta última se produjo después del arqueamiento de las fracturas WNE-ESE y de los movimientos dextrales de las mismas ya que fosiliza esos desplazamientos dextrales.

## 2 - Falla Lanzahita-Sierra Yemas.

Se dirige desde Lanzahita hasta la falla de Navaluenga con dirección próxima a N-S pero a partir de dicha falla va girando hacia el NNE según atraviesa las distintas fallas de Navalacruz, Navarredondilla y el Barraco saliendo de esta última con rumbo netamente NNE hasta la -

Sierra Yemas. La mayor deformación se produce entre las de Navalacruz y Navarredondilla y la acumulación de todos estos desplazamientos produce una desviación de la falla hacia el E. de 4,5 Kms. Su longitud total es de 40 Kms.

A lo largo de gran parte de su recorrido contiene un dique diabásico de 0,5 m. de potencia cuyo interior arma otro de cuarzo de 10-20 cm. de espesor que aparece de forma discontinua. Al cruzar el sistema de diques de pórfido de La Paramera aparece en ella el afloramiento volcánico descrito en 2.4. Tanto al cortar estos pórfidos como al atravesar el dique aplítico, próximo a Navarrerisca al S. del río Alberche no se observan movimientos en la horizontal de esta falla.

### 3.- Zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama.

Es la parte comprendida entre las fallas de Herradón-Casillas y la del Cofio. Delimitan una zona de 20 Kms. de anchura que se extiende a lo largo de un eje N-S.

La primera de estas fallas acorta la "zona" por el W. mientras que la segunda la confina por el E. Aquella se inicia en Casillas pasa por el Herradón y alcanza el afloramiento metamórfico de Ojos Albos-La Cañada-Cebreros. Dentro de este no se reconoce. Sin embargo, continuando hacia el N. vemos que el río Voltoya se encaja en lo que debería ser su continuación y discurre con este sentido durante muchos kilómetros dentro ya del Terciario. Por lo que, muy probablemente, su acción llega hasta tiempos recientes. A ambos lados de la misma no se producen desplazamientos de los elementos lineales tomados de referencia. La cataclasis que padece el granito a lo largo de ella es bastante intensa. Lo que nos indica que después de la distensión inicial motivo de su nacimiento y consiguiente relleno filoniano tiene lugar una fuerte compresión que tritura la roca granítica. Esta falla ya fué señalada por Schwenzner (1937) que la consideraba una gran fractura que limitaba al W., las Sierras de Malagón y Ojos Albos. A su vez este autor dice que el primero en poner de manifies

to esta falla fué Macpherson en 1.888.

La falla del Cofio empieza casi en la falla Meridional, cerca de Villa del Prado, y finaliza en las proximidades de Las Navas del Marqués. Durante buena parte de su recorrido el río Cofio discurre sobre ella.

Si analizamos detenidamente esta "zona" vemos que antes de la formación de las fallas que la limitan hay unos precedentes que señalan la actividad de la misma imprimiéndole el sello de mayor movilidad etc. En efecto las dos manchas metamórficas con las que está asociada -la de Ojos Albos -La Cañada- Cebreros, en el W. y la de El Escorial-Villa del Prado en el E. presentan dirección N-S porque los granitos que las rodean intruyen con esa dirección. Más tarde se produce otra nueva intrusión granítica - los leucogranitos y granitos aplíticos - también siguiendo esta directriz N-S.

Después de estos precedentes que nos vienen enmarcando ya una zona lábil de la corteza se suceden los diferentes episodios ya descritos de desarrollo de diques de pórfido, fracturas NE-SW con sus juegos sinestrales y dextrales etc. y a continuación la distensión causante de los diques - diabásicos N-S. Luego en otra fase compresiva el conjunto ya formado se deforma trastocando los elementos insertos dentro de él. Así los primeros diques de cuarzo NE-SW relacionados con el primer movimiento sinistral de las fracturas NE-SW al alcanzar la falla del Herradón-Casillas inclinan su dirección hacia el N. en 25°, el mismo valor que sufren los diques de pórfido de La Paramera al llegar a la misma y ser desviados también hacia el N. Posteriormente estos diques recobran su posición inicial y vuelven a ser deformados, esta vez al contrario, hacia el S. como consecuencia - del arrastre de la falla del Cofio. En el centro de la "zona" la deformación es grande y a favor de dos fracturas, una de ellas rellena de cuarzo, tiene lugar uno de los fenómenos más interesantes dentro de esta "zona" de debilidad (fig. 26) y es la formación de un macro Kind-band a expensas de los diques de pórfido E-W que al atravesar la primera de estas dos - fracturas adquieren el rumbo NW-SE y al salir de la segunda falla vuelven a tener dirección E-W. Este fenómeno se produce entre Cebreros y Ho-

yo de Pinares. Otros diques situados al N. y S. de ésta también se inflecionan así como una banda metamórfica al N. del Tiemblo. El arrastre total hacia el S., comparativo entre la falla del Herradón-Casillas y la del Cofio es de 2-3 Kms. y el acortamiento E-W que se origina a consecuencia de estos movimientos es de 1-2 Kms.

Pasada esta etapa los siguientes fenómenos tales como fracturación NE-SW (75°) WNW-ESE, diques de cuarzo NNE etc. fosilizan estos movimientos anteriores permitiendo establecer la cronología relativa de los mismos.

Finalmente hay que hacer constar que desde Cebreros hacia el S. se disponen tres fracturas, denominadas por nosotros "Valsordo" "Tórtolas" y "Cadalso", en dirección N-S y desconectadas unas de otras cuyo significado tectónico es distinto al de las anteriores. Estas son de cizalla ya que no contienen diques básicos y además presentan en sus planos de falla estructuras típicas de cizalla (schieren etc.). Su significado tectónico se precisará en 3.3.10.

Concretando lo anteriormente expuesto puede decirse que las fracturas N-S son fallas profundas, distribuidas con un espaciamiento uniforme, de distensión, muchas veces contienen diques básicos, y con hidrotermalismo posterior a estas rocas básicas. Son claramente tardihercínicas, según nuestra opinión del comienzo del Pérmico, pero con precedentes más antiguos. Desde el punto de vista dinámico las dos más importantes son la del "Herradón-Casillas" y la del "Cofio" que enmarcan una zona de debilidad cortical denominada por nosotros "Zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama". Su cronología relativa con el resto de las redes de fracturas queda situada claramente después del movimiento dextral de las fracturas NE-SW y antes de la formación de los sistemas WNW-ESE y NNE.

### 3.3.7.- Fracturas NNE.

Son aquellas cuya dirección media oscila entre 15° y 20°. El primero en definir las sobre el Macizo Hespérico fué Parga (1969) que las

considera como un sistema asociado a las fallas NE-SW de edad tardihercínica. Para él son fracturas pinnadas, con igual movimiento sinistral que las NE-SW, originadas por el mismo esfuerzo que da lugar a las mismas - cizalla simple -. Posteriormente García de Figuerola y Parga (1971) identifican los "Sierros" de la provincia de Salamanca con diques de cuarzo insertos a lo largo de estas fracturas N.N.E. Los consideran como "gashes" de tensión. Excluyen la posibilidad de una génesis postmagmática profunda con ascensión de sílice inclinándose más por un origen a partir del propio granito. Arthaud y Matte (1975) las estudian, en el N. de Portugal - juntamente con las NE-SW estableciendo que el desplazamiento sinistral - más importante está comprendido entre 290 y 380 m. a., es decir en el Estefaniense B-C (carbonífero), luego hay otro desplazamiento de menor magnitud entre los 280 y 270 m. a. o sea un Autuniense (Pérmico).

En el Sistema Central, Hernández Pacheco, F. (1950) es uno de los primeros en señalar estos accidentes considerándolos los causantes de la formación de las gargantas meridionales del macizo central de Gredos. Fuster y De Pedro (1954) también las señalan en la zona de Torreledones-Valé demorillo. Más tarde García de Figuerola (1958), al estudiar el bloque - del Piélagos las compara con los "Sierros" de la provincia de Salamanca. Después Capote y Fernández Casals (1971) en la región de Avila, las consideran como fracturas de tensión, rellenas de cuarzo, producidas durante - el movimiento sinistral. Capote (1973) en una publicación posterior, ob - tiene el valor medio de estas fracturas situándolo en 20°. En este mismo año Pedraza Gilsanz (1973) las cita al indicar que la falla meridional - de la Sierra queda desnivelada por ellas. La edad de las mismas la estima Tardihercínica con reactivación Alpina. Posteriormente Jiménez Fuentes y Cruz-Reyes (1976) analizan sólo su dinámica alpina en el Valle del Jerte. Nosotros mismos hicimos una publicación (Ubanell 1976 a) en la que in - dicábamos que son más modernas que los diques de aplita ya que éstos quedan cortados por aquellas. Finalmente Babín Vich afirma que en su zona - (Béjar-Piedrahíta) son las que tienen mayor abundancia.

Son fallas de corto recorrido. Individualmente consideradas no superan

los 20 Kms., siendo las más frecuentes las de longitud cercana a 10 Kms. No obstante marcan líneas de debilidad cuya magnitud total llega a ser de 40 Kms. La separación entre una y otra oscila desde un centenar de metros a varios kilómetros pero la media aproximadamente es de una por kilómetro. No son fallas profundas, son fracturas abiertas pues la mayoría de ellas están rellenas de cuarzo, a veces, con mineralizaciones metálicas como se vió en 2.5.4. c) y sobre lo que no insistimos por haberlo dicho allí. En muchas de estas fracturas el cuarzo está brechificado y cementado de nuevo con sílice. El plano de falla es subvertical en la mayor parte de ellas, excepto en algunas, cuando están en contacto con sedimentos terciarios, en cuyo caso se la observa como falla inversa. Esto sucede en algunas de las que delimitan el Valle de Amblés. En cuanto a su distribución y dirección se pueden establecer dos dominios a un lado y a otro de una hipotética línea NW-SE que pase por Navaluenga (fig. 28). Efectivamente, al N. de esta línea son más abundantes y mantienen una dirección media de  $10^\circ$  mientras que al S. de la misma son más escasos y la dirección media se sitúa en  $25^\circ$ . Dentro del dominio N. parece que existe en la zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama, una ligera abundancia de las mismas; sin embargo si nos fijamos en la fig. 28 se observa que la distribución es muy parecida. Lo que es evidente es que aquí tienen una expresión morfológica mayor y por eso, sobre todo en imágenes de satélite, son más visibles. También hay que hacer constar que aquí hay dos fracturas con  $35^\circ$  de rumbo que no tienen nada que ver con el resto de las fracturas NNE. Estas dos fracturas, que hemos llamado de Cebreros y de El Escorial como se verá en 3.3.9. tienen una edad y un origen distintos al de éstas.

Los movimientos a lo largo de las fallas NNE son casi siempre sinestrales; excepcionalmente, en La Paramera, se detecta alguna con movimiento dextral. Tanto en un caso como en otro el desplazamiento es muy pequeño, como mucho un centenar de metros. En la orogenia Alpina hay movimientos verticales importantes, de tal forma que las depresiones terciarias y los bloques tienen algunas de estas fallas condicionando su estructura

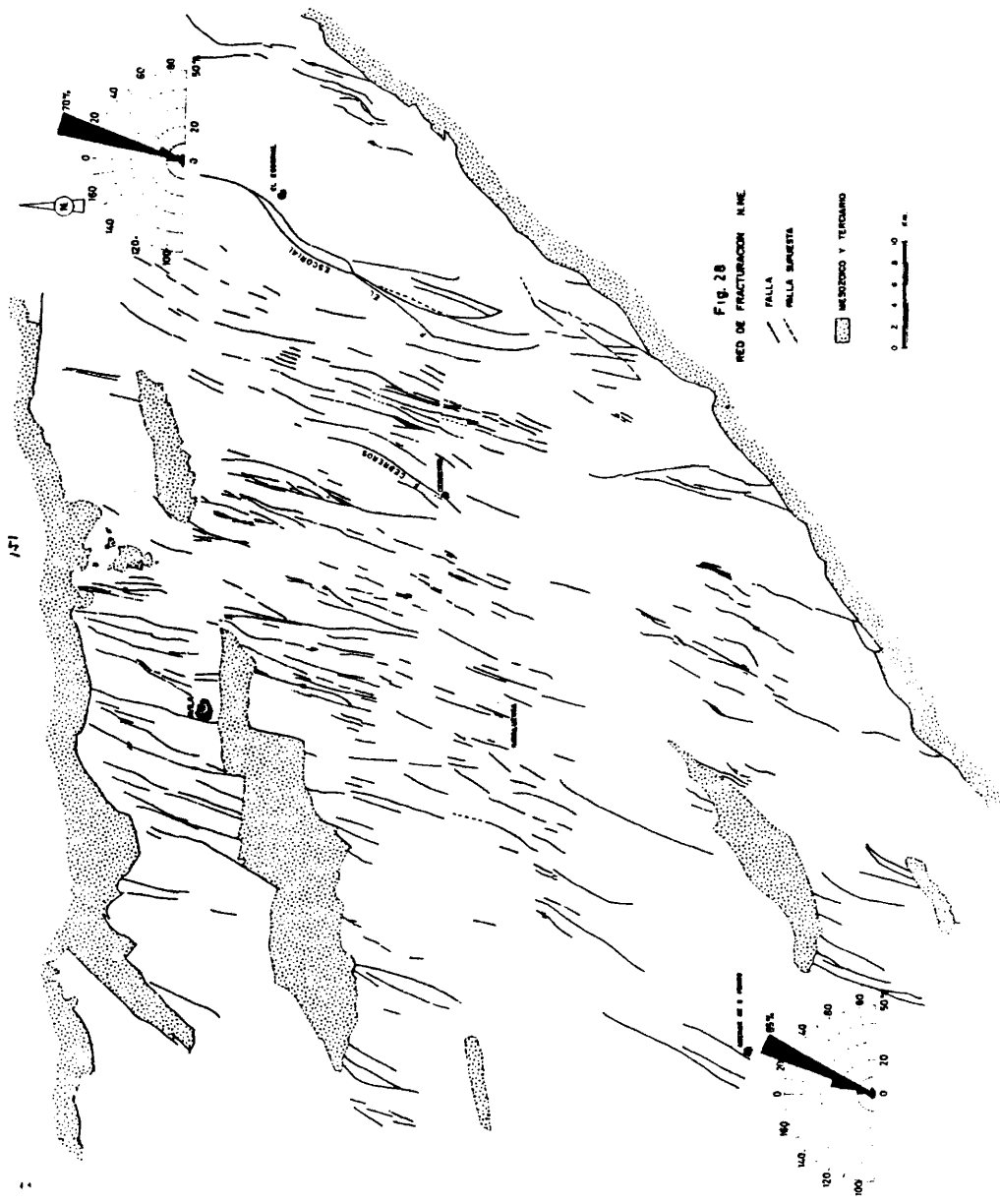
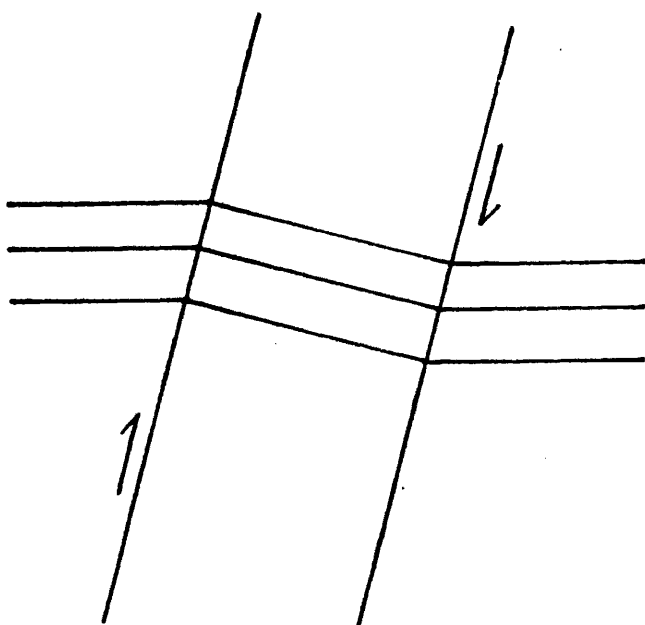


FIG. 28  
REDO DE FRACTURACION N.M.E.

FALLA  
FALLA SUPUESTA  
MEZCLOSOS Y TERCIARIO

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10  
Kilómetros



**Fig. 29 -** Deformación sufrida en ciertas bandas comprendidas entre fracturas NNE. El movimiento es claramente dextral.

Sin embargo, los movimientos, a nuestro parecer más interesantes son los que se producen a lo largo de ciertas bandas en los que los elementos lineales -diques- al cruzarlas quedan deformados por un movimiento dextral (fig. 29) aunque sin haber desplazamiento a lo largo del plano de falla. La cantidad de movimiento está comprendida entre 1 y 3 Kms.

La edad de las mismas ha sido puesta de manifiesto a lo largo de la redacción de los otros sistemas de fracturas y claramente se puede ver que siempre se las ha considerado las últimas en formarse dentro de la etapa tardihercínica. Ahora bien, quisiéramos aclarar este concepto. En las fracturas NNE, o lo que es lo mismo en los diques de cuarzo que contienen hemos observado sobre el terreno las siguientes relaciones estructurales con los demás sistemas de fracturas:

Las fracturas NNE cortan a:

- 1º) Los diques porfídicos y aplíticos E-W.
- 2º) Los diques porfídicos N-S.
- 3º) Los diques de cuarzo NE-SW.
- 4º) Los diques de baritina WNW-ESE.

Luego son posteriores a todos ellos. Por otro lado no quedan deformadas en la zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama mientras que 1º) y 3º), elementos anteriores a ellas, si; luego son posteriores a esta de formación. Dicha deformación se ha fijado al principio del Pérmico. Pero, además en la zona oriental del Sistema Central el Triásico las fosiliza luego su edad, para nosotros, es claramente Pérmica.

Esto está en desacuerdo con la datación efectuada por Arthaud y Matte (1975) en Portugal para estas mismas fracturas, Estos autores las sitúan en el Estefaniense B-C continuando su actividad hasta después del Autunense y quedando ya fosilizadas por el Retiense. Creemos que la explicación de esto estriba en que si bien ambas fracturas (las del NW de Portugal y las aquí estudiadas) presentan la misma dirección son muy diferentes en cuanto a magnitud, importancia, etc. Así las estudiadas por no-

sotros no superan el centenar de metros en su desplazamiento y las de Portugal alcanzan los 6 Kms. Es decir, pensamos que ambas redes de fracturas son diferentes y por lo tanto es perfectamente admisible su distinta antigüedad.

### 3.3.β.- Fracturas E-W.

Este conjunto de fracturas ha sido muy poco estudiado por los autores que han dedicado sus esfuerzos a la fracturación tardihercínica. En cambio sobre el Macizo Hespérico el panorama cambia para los tiempos anteriores y posteriores a la época tardihercínica.

Así Aparicio Yagüe (1971) descubre una importante milonita en Toledo de edad hercínica. Tamain (1975) señala la geosutura del Tajo también hercínica y Ugidos (1974 b) cartografía una banda neofisico-milonítica, al N. de Plasencia, en el Sistema Central; banda con un tramo E-W y otro NW-SE quedando este último desplazado dextralmente por la falla de Plasencia. Por otro lado Aifa, al estudiar la evolución posthercínica de la región central de la Meseta, define, como uno de los principales elementos estructurales de la Meseta, la "banda estructural de Toledo" (Aifa, 1972).

Sobre el Sistema Central, Fúster y De Pedro (1954) señalan, entre Valdemorillo y Torrelodones dos grupos de fallas E-W, uno con buzamiento de 15-20° S y otro con buzamiento de 50-60° N. Jiménez Fuentes y Cruz Reyes (1976), en el Valle del Jerte, consideran que estas fallas tienen escasa frecuencia y que por basculamiento pueden adoptar la posición WNW-ESE. Dahn Vich (1978), por su parte, comenta que en Béjar son de "escaso recorrido y poca abundancia". Por nuestra parte, hay que señalar que existen dos tipos de fracturas E-W netamente diferenciadas en el espacio y en el tiempo.

Las primeras corresponden a las fracturas sobre las que se implantan los diques de pórfido, lampróvido y aplíticos de tendencia general E-W. Son fracturas muy antiguas desarrolladas, seguramente, en las etapas de consolidación de los cuerpos plutónicos. Su origen es dudoso, después del asen-

tamiento filoniano algunas han vuelto a jugar siendo difícil establecer una regla que permita estudiar estos movimientos que tan solo quedan puestos de manifiesto por la presencia de estrías de falla en uno de los hastiales del dique. Son muy abundantes los procesos de episienitización a lo largo de ellas que, a veces, afecta a los propios diques pórfídicos y otras a una de las paredes en las que arman. Como ya se ha dicho, anteriormente están trastocadas y deformadas. En estos diques se aprecian, claramente, desplazamientos dextrales y sinestrales según las fracturas NE-SW (fig. 8), flexiones entre fallas NNE, producidas por el desplazamiento dextral de estas, deformaciones intensas en la zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama, etc.

En algunos de estos diques se producen milonitizaciones en los bordes de forma discontinua que ponen de manifiesto los intensos procesos de deformación a que han sido sometidos.

El segundo sistema de fracturas, cuyo desarrollo es escasísimo, es bastante más moderno que el anterior, quizás sea el más moderno de todos los sistemas de fracturas. Prácticamente, tan sólo hay dos fracturas de este sistema, que son la de la Hija de Dios, entre la Serrota y La Paramera y la de Valdemaqueda, en la zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama. En esta última puede verse como corta a todos los diques que llegan hasta ella y como no está trastocada por ninguna otra. Estas fallas han tenido movimientos verticales en los tiempos Alpinos y quizás su edad sea de esta época, aunque esto no se puede precisar con exactitud.

Finalmente hay que recordar que aunque existen más fracturas con disposición E-W, este rumbo lo han adquirido por deformación de fallas con otras direcciones que han sido estudiadas en sus apartados correspondientes.

### 3.3.9.- Evolución dinámica de estas redes de fracturas.

Resumiendo en un sólo apartado lo expuesto en los anteriores puntos llegamos a establecer la siguiente evolución cronológica de los dis -

tintos sistemas de fracturas (fig. 30).

Así, las primeras fracturas en formarse son las NE-SW ( $50^{\circ}$ - $60^{\circ}$ ) con un primer movimiento sinistral que queda puesto de manifiesto por los diques pórfidos de dirección N-S, de forma sigmoidal, típicos de relleno de grietas de tensión producidas por este movimiento inicial. Como estos diques de pórfido quedan cortados por dos diques de cuarzo NNE - que corresponden a otro movimiento sinistral de estas mismas fracturas está claro que el movimiento sinistral que da lugar a los pórfidos N-S es anterior al movimiento sinistral que origina los cuarzos NNE. Pero además los cuarzos NNE cortan a los diques aplíticos formados como consecuencia de un movimiento dextral de las fracturas NE-SW ( $50^{\circ}$ - $60^{\circ}$ ) luego este movimiento dextral es anterior al segundo sinistral. Por otra parte es bien sabido que los diques porfídicos se forman en los momentos finales del asentamiento plutónico y éstos de aquí están relacionados con la consolidación del granito biotítico, mientras que los aplíticos, del bloque del Piélagu, están íntimamente conexiónados con el granito del Berrocal que es de edad posterior al granito biotítico; de donde se deduce que el primer movimiento sinistral es anterior al primer movimiento dextral. Al mismo tiempo que tiene lugar este primer movimiento sinistral surgen las fracturas que contienen a los cuarzos NE-SW.

A continuación estas fracturas NE-SW sufren un movimiento dextral que es anterior a los diques de cuarzo NNE y también anterior a las fallas N-S con sus diques diabásicos, puesto que en La Paramera se ve como estos movimientos dextrales afectan a los pórfidos E-W pero no a las fracturas N-S, luego esos movimientos son anteriores a éstas.

Con posterioridad a este movimiento dextral se produce una etapa de distensión general que es la que motiva la formación de las fallas N-S - con sus correspondientes diabasas. En este momento debieron de rellenarse de cuarzo las fracturas Riedel iniciadas en el primer movimiento sinistral. Como ya se ha discutido anteriormente (3.3.6.) fijamos la edad de esta etapa distensiva al comienzo del Pérmico.

Inmediatamente después de esta etapa hay otra etapa compresiva que

ESFUERZOS	MOVIMIENTOS	ACTIVIDAD TECTONICA	FENOMENOS ASOCIADOS	EDAD
	V E R I I C A L E S	Reactivación de fallas (fallas inversas en los contactos Fuerte actividad de fallas Elevación general Actividad de ciertas fracturas Movimientos de amplio radio	Discordancia angular  Hidrotermalismo Discordancia cartográfica	ETAPA ALPINA PLIOCENO MIOCENO OLIGOCENO EOCENO PALEOCENO MED. INF. CRETACICO
Compresión	3er Dextral	Fracturas MNW-ESE (2ª generación)	Deformación en bandas NNE	230 ma. TRIASICO
Compresión	2º Sinistral	Fracturas NNE	Arqueamiento	PERMICO
Compresión	2º Dextral	" NNE (35°); NE-SW (75°) " MNW-ESE y Fracturas de Cadalso de los Vidrios	Zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama	151
Distensión	Verticales	" N-S	Diabasas N-S Tectónica Horst y Graben	AUTUNIENSE 280 ma.
Compresión	1er Dextral	" NE-SW (75°)	Cuarzos del Alberche Aplitas del Bloque del Piélagos	ESTEFANIENSE
Compresión	1er Sinistral	" R' (NNW)? R (Fallas de los Cuar- zos del Alberche) " NE-SW (50-60)	Pórfidos N-S	CARBONIFERO ETAPA TARDIHERCINICA 310 m.a.

Fig. 30.- Evolución dinámica de los distintos sistemas de fracturas tardihercínicas en el sector medio del Sistema Central Español.

induce en las fallas N-S un movimiento dextral y un acortamiento E-W puesto de manifiesto, especialmente en la "zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama". Sincrónicamente con estos empujes se forman las fallas de Cebreros y de El Escorial. A favor de la primera ocurre la deformación más intensa dentro de la "zona de debilidad" antes mencionada. Al mismo tiempo se produce el sistema de fracturas de Cadalso de los Vídrios. Finalmente, en la última fase de esta etapa se originan las fallas NE-SW ( $75^\circ$ ), que fosilizan estas deformaciones anteriores, y la primera generación de las WNW-ESE. A su vez las NE-SW ( $75^\circ$ ) quedan selladas por el granito del Berrocal.

Luego acaece el segundo movimiento sinistral causante del arqueamiento de las fracturas WNW-ESE (1ª generación) y el nacimiento de las fracturas NNE, con sus correspondientes diques de cuarzo. Entre este momento en que surgen las fallas NNE (1ª generación) hay una fase de apertura de estas últimas fallas con la consiguiente intrusión de baritina. Pues como se dijo en 3.3.7. los diques de baritina son anteriores a los de cuarzo NNE.

Finalmente un tercer movimiento dextral posterior a las fallas NNE es el causante de las inflexiones que experimentan los diques porfídicos y aplíticos en determinadas bandas limitadas por fracturas NNE. Es evidente que si estas deformaciones se dan a favor de fallas NNE, éstas ya tendrían que existir. Al mismo tiempo que ocurría esto se desarrollaban las fracturas WNW-ESE (2ª generación). Aún cuando este movimiento lo suponemos tardihercínico, hay que señalar que no contamos con pruebas concluyentes sobre el mismo y pudiera ser que fuera ya Alpino. No obstante, lo suponemos tardihercínico en base al tipo de deformación que parece más propio de producirse con una cierta presión confinante. Claro está que si lo situamos en el Alpino bastaría con prolongar en el tiempo la duración de los esfuerzos y se obtendría el mismo resultado. En consecuencia este movimiento puede ser de cualquier edad posterior a los diques NNE, si bien nos inclinamos más por una edad tardihercínica.

### 3.3.10. - Origen de estas fracturas.

Uno de los aspectos, quizás, más intrincados de analizar sea el del origen de un campo de fracturas. Y ello debido a que, como es bien sabido, distintos esfuerzos pueden dar lugar al mismo modelo de fracturas o modelos tan parecidos que resulte difícil discernir entre uno y otro.

Para averiguar la dirección de los esfuerzos causantes de la formación de las fallas hemos aplicado los esquemas clásicos de Moody and Hill (1956), los experimentos de Riedel y, en general, la teoría de los elipsoides de deformación a la secuencia de fracturas expuesta en el párrafo precedente. El lector observará que a lo largo de las distintas etapas de movimientos dextrales y sinestrales han ido surgiendo las diferentes fracturas. Y cabe preguntarse el porqué no se han originado todas ellas en los dos primeros movimientos. Pensamos que la respuesta a esto se encuentra en los distintos factores que condicionan la fracturación. Entre estos se pueden destacar:

- a) La fragilidad o plasticidad de las rocas.
- b) La intensidad del esfuerzo.
- c) El tiempo que actúa el esfuerzo.

La fragilidad o plasticidad de los materiales está en función de la litología y de la presión confinante. La litología, en este caso, se puede considerar uniforme ya que es evidentemente granítica. Sin embargo la presión confinante puede variar mucho de una etapa a otra. Esta depende del nivel estructural en que nos encontremos y este nivel estructural viene condicionado por la intensidad de la erosión. Así si observamos la fig. 31 a, vemos que en el diagrama de Mattauer (1976, pag. 208) para una determinada litología -granito- hasta cierta profundidad se producen fallas, a partir de aquí hay un dominio intermedio y después de éste la deformación ya es plástica.

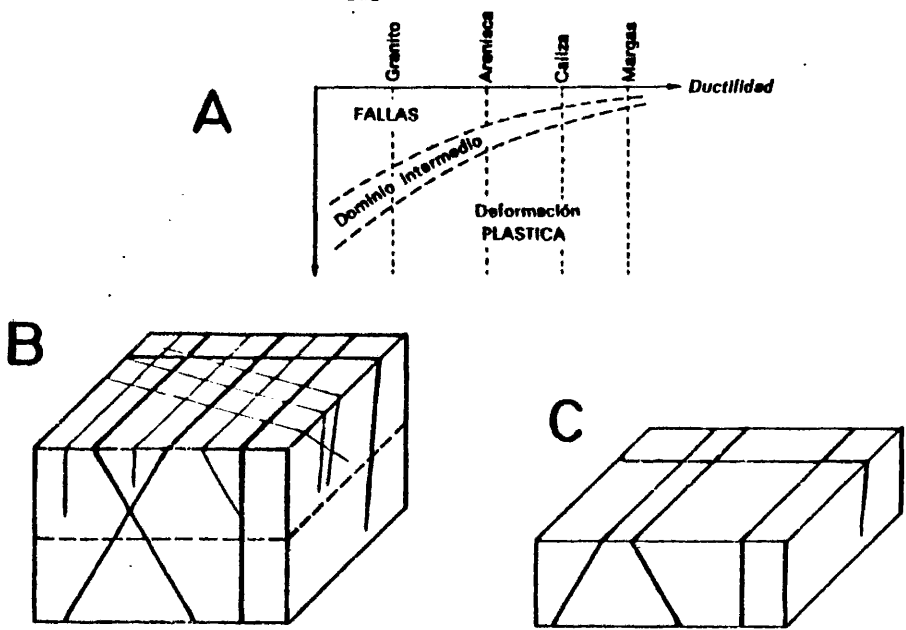


Fig. 31 - A - Campo de deformación frágil en función de la profundidad y litología (según Mattauer (1976).

B - Bloque de corteza granítica fracturada.

C - El mismo bloque erosionado y sometido a nuevos esfuerzos.

Pues bien, en un momento dado el granito será frágil hasta una profundidad (fig. 31 b.), pero si después se produce una intensa erosión el límite de fragilidad descenderá por debajo de esa profundidad y se desarrollarán fracturas donde antes no las había (fig. 31 c) y por contra fracturas ya existentes - desaparecerán por erosión. Esto es particularmente importante si tenemos en cuenta que el final de la orogenia hercínica se caracteriza por un intenso episodio de denudación.

Por otra parte, los otros dos factores influirán también decisivamente. No es lo mismo que un esfuerzo actúe con mucha intensidad a que lo haga con poca, como, asimismo, es muy diferente que dure muy poco tiempo a que prosiga por un gran lapso de tiempo.

Para mayor claridad vamos a exponer cada etapa de movimientos y esfuerzos precedida por el número de cronología relativa de la fig. 30.

1) Con un primer movimiento sinistral comienza el desarrollo de las fracturas NE-SW (50-60). Para que suceda esto es necesario que los esfuerzos compresivos estén dentro del campo limitado por las direcciones N 50 E y N 40 W., es decir con tendencia N-S. Con estos esfuerzos la orientación del elipsoide de deformación será como en la fig. 32 a, que como se vé da lugar a unas fracturas abiertas N-S, que aprovechan los pórfidos para situarse en ellas y otras fracturas de cizalla R y R'. R. corresponde a las fracturas Riedel (fig. 32 b), fracturas de cizalla que en una fase posterior se rellenaron de cuarzo para constituir los diques de cuarzo NE-SW de la zona del Alberche. R'.serían las fallas NNW con menor desarrollo que las anteriores. Esto pone de manifiesto que la zona donde se encuentran los diques de cuarzo NE-SW era una zona de cizalla. Los diques de pórfido intruyen en grietas N-S que forman un ángulo aproximado de 40° con las fracturas principales.

Al llegar aquí quisiéramos hacer una aclaración respecto a esta mecánica de las grietas de tensión para no ser repetitivos en las siguientes etapas, y es que este tipo de fracturas de tensión ha sido puesta de manifiesto por muchos autores de los que por citar alguno se pueden señalar a Badgley (1965), Zabrodín (1967), Gurov y Gurova (1967), Roering (1968), Beloussov (1971), Syme Gash (1971), Stojanov (1979), etc., y por lo tanto queda suficientemente clara su relación con los desgarres principales. Respecto a la mayor preponderancia que tienen las fracturas R. sobre las R'. también conviene aclarar que es un hecho muy frecuente que en un sistema conjugado de fracturas predominen unas sobre las otras y esto se debe a que en el momento en que se forman unas el esfuerzo se libera a través de ellas y ya no hay energía suficiente para las otras.

Por otra parte si aplicamos el esquema de Moody and Hill (1956) (fig. 32 c) a la fig. 32 a) se vé que las fracturas principales no forman un ángulo entre sí de 60° sino que esfa muy próximo a 90°. Esto lo explica Thomas (1974 a, 1974 b) por los distintos tipos de mecanismo que producen

fallas. Si es de cizalla pura el ángulo entre las fallas conjugadas es de  $60^\circ$  pero si es cizalla simple el ángulo está comprendido entre  $60^\circ$  y  $80^\circ$ . Luego en nuestro caso podemos afirmar que las fallas NE-SW se forman por un mecanismo de cizalla simple. También se desarrollan en esta fase, pequeñas fracturas de segundo orden (en el sentido de Price, 1966, 1968) observables, principalmente, en los alrededores de las fallas principales.

2) Después de la primera etapa sinistral el conjunto queda afectado por una época de esfuerzos compresivos E-W que se resuelven en un movimiento dextral a lo largo de las fallas NE-SW ( $50^\circ$ - $60^\circ$ ) (fig. 32 d). En este periodo tiene lugar la inyección de los diques aplíticos del Bloque del Piélagos (Ubancell, 1976 a) siguiendo el mismo modelo que el señalado por Moore y Al Shanti (1973) en Arabia Saudí y que como se vé corresponden a las grietas de tensión del elipsoide de deformación. Las fracturas R. y R'. debieron tener muy escaso desarrollo puesto que no se identifican en campo. Sin embargo, es posible que el sistema R. se manifestase con cierta intensidad y que algunas de las fracturas asignadas al sistema NE-SW ( $50^\circ$ - $60^\circ$ ) fuesen en realidad de otro sistema NE-SW ( $75^\circ$ ), como en el caso de la falla de San Martín que queda plegada por la zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama y precisamente por esta deformación puede quedar enmascarada su pertenencia a un sistema u otro. También, es posible, que surgiera alguna falla R'. pero el efecto producido por la segunda etapa dextral las encubre por completo.

3) Trás la anterior fase compresiva llega una amplia distensión que afecta a todo el S. de Europa (Lorenz y Nicholls, 1976) y que aquí produce las fracturas N-S con un relleno diabásico. El elipsoide de deformación (fig. 32 e) tiene un eje mayor en dirección E-W. Naturalmente en los tiempos tardiocretácicos no era ésta su posición sino que hay que quitarle el efecto del giro de la Península que Van der Voo (1969) valora en  $35^\circ$ , en cuyo caso la distensión tendría un eje principal sobre la dirección  $145^\circ$ . Conviene aclarar, ya que se ha tocado el tema, que el giro de la Península ocurrido después del Pérmico afecta a la disposición de las fracturas estudiadas pero en nuestro

análisis no lo tenemos en cuenta. Es decir, estudiamos las fracturas, sus relaciones etc., con respecto a su posición actual; para averiguar la situación exacta en la época tardihercínica hay que tener en cuenta este giro así como la posición real de la Península dentro del globo terrestre, todo lo cual se comentará más adelante.

4) Un segundo movimiento dextral se desarrolla a continuación de esta fase distensiva.

Como consecuencia de esfuerzos que actúan en una dirección comprendida entre los  $35^\circ$  y  $90^\circ$  se producen movimientos dextrales a lo largo de las fallas NE-SW y N-S ya existentes. El movimiento de éstas últimas fallas, y más concretamente el de la zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama, origina un elipsoide de esfuerzos local, válido para esta "zona" (fig. 32 f), en el que se generan fallas de distensión en la dirección  $35^\circ$  y dos sistemas de cizalla, uno casi N-S y otro de  $70^\circ$ . Esto provoca la aparición de estos sistemas de fracturas dentro de esta zona. Efectivamente, las fallas de distensión de  $35^\circ$  corresponden a las fallas de Cebreros (que como se sabe está rellena de cuarzo) y a la de El Escorial. Aunque esta última queda fuera de esa zona pensamos que tiene el mismo origen. Las fallas N-S corresponden a las fallas de Valsordo, Tórtolas y Cadalso en los cuales son muy apreciables fenómenos típicos de cizallas que quedan reforzados por el movimiento general a lo largo de las fallas N-S. El otro sistema de fallas y el de  $70^\circ$ , es más tardío que los precedentes y tiene lugar cuando ya cesa el movimiento en las dos fallas maestras -la de El Herradón-Casillas y la del Cofio-, de forma que no quedan afectadas por dicho movimiento. El desarrollo de estas es mucho más intenso en cuanto al número de ellas, no en cuanto a magnitud, en el S. de la "zona" instalándose preferentemente sobre los leucogranitos aplíticos en los que el grano fino de los mismos representa un factor de ayuda a la implantación de tales fracturas. Por la deformación existente sobre los diques de pórfido en esta zona se calcula que la dirección de los esfuerzos está comprendida entre  $35^\circ$  (la dirección de la falla de Cebreros) y  $90^\circ$  (dirección de los diques pórfidicos).

Por otra parte el esfuerzo general a que está sometida toda la región (fig. 32 f) favorece la instalación de las fracturas NE-SW ( $75^\circ$ ) y las WNW-ESE.

5) Después de estos movimientos dextrales vuelven a repetirse los movimientos sinestrales constituyendo el segundo episodio sinistral a que se ve sometida la región. Como consecuencia del mismo, primero se arquean las anteriores fallas WNW-ESE (fig. 32 g) y a continuación tiene lugar el intenso desarrollo de la fracturación NNE compuesto esencialmente por diques de cuarzo como corresponde a su carácter de fallas abiertas (fig. 32 h). Al mismo tiempo se refuerzan las fallas NE-SW, a consecuencia de la disposición del elipsoide de deformación, a través de ellas se disipa la mayor parte de la energía motivo por el cual no se incrementan las fallas NNW y el número de estas sigue siendo escaso.

6) Finalmente un último movimiento dextral es el causante de las inflexiones en los diques E-W producidas entre algunas de las fallas NNE a manera de cintas o bandas de deformación (fig. 32 i). Sincrónicamente con esto se origina la segunda generación de fracturas WNW-ESE. Como puede verse en la fig. 32 i los esfuerzos causantes de esto debieron actuar en un campo comprendido entre las direcciones  $50^\circ$  y  $90^\circ$ .

Como ya se ha comentado no hay datos concluyentes para situar esta última etapa tardihercínica dentro de esta edad o bien incluirla ya en la época Alpina. Nosotros la situamos al final de los tiempos tardihercínicos porque nos parece que esta deformación todavía conlleva una fragilidad menor de la corteza que la que existiría en el Alpino.

Trás éste último episodio la configuración de las fracturas tardihercínicas quedaría muy próxima a la que puede observarse en la fig. 33. Bien, es cierto, que dicha configuración es la actual, pero pensamos que los movimientos Alpinos debieron tener su papel más importante en la vertical como se verá en el siguiente apartado y por lo tanto la modificación que introducen sobre la disposición tardihercínica no debe ser muy importante si bien, desde luego existe cierta modificación.

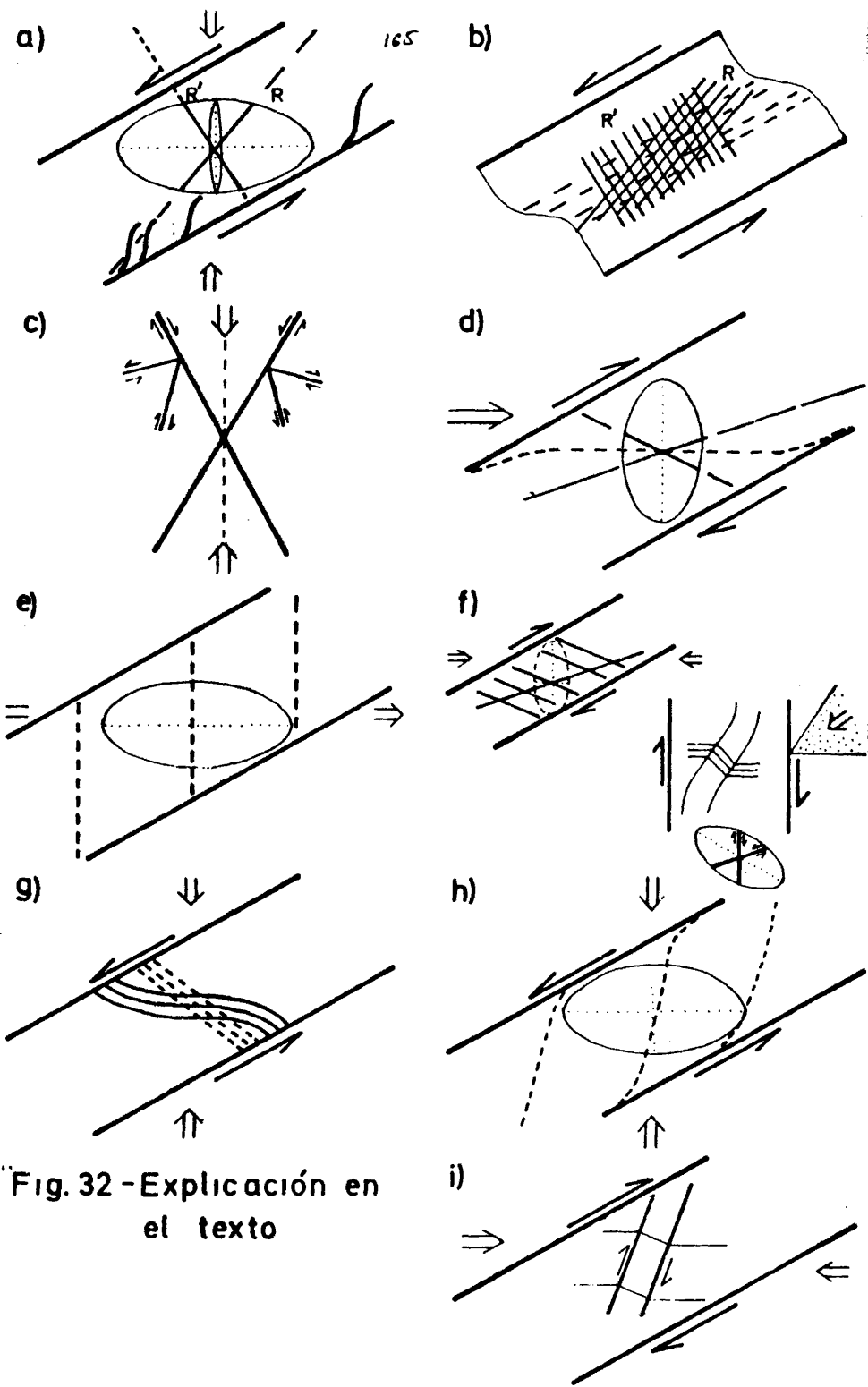


Fig. 32 - Explicación en el texto



Desde el punto de vista de la tectónica global la fracturación tardihercínica tan solo ha sido explicada por Arthaud y Matte (1977), como una zona de megacizalla producida por el desplazamiento dextral de la placa Americano-Europea, respecto a la placa Africana (fig. 34 b y c).

La mayoría de los autores que explican el modelo del cinturón orogénico Hercínico, entre los que se pueden citar a Bard, Capdevila y Ribeiro (1973), Riding (1974), Martínez Alvarez (1975), Badham (1975), Van Houten (1976), Lorenz (1976) etc., sitúan la Península Ibérica en una posición muy semejante a la de Arthaud y Matte. Para estos últimos las fallas más importantes que influirían en el movimiento del Macizo Hespérico serían la Nort-Pirenaica y la del Alto Atlas ambas dextrales. Un movimiento de este tipo produciría un elipsoide de deformación, originado por cizalla simple, como el señalado en la (fig. 34 D) que daría lugar a dos familias de fallas, unas norteadas a NNE y otras WNW a NW. Las primeras explicarían la existencia de fallas NNE más antiguas y más importantes que las estudiadas por nosotros anteriormente como es el caso de las que hay en el N. de Portugal. Las segundas se corresponderían con la falla de Ventaniella (falla Cantábrica). Ahora bien dentro de este esquema no se explicarían las fallas del sistema NE-SW, tales como la falla de Plasencia. Sin embargo sabemos por Schermerhorn et al. (1978) que esta falla continúa en Marruecos y parece que enlaza con la del Alto Atlas muy cerca de su terminación en el continente Africano. De ser esto así se puede suponer que tanto la falla de Plasencia como la de su mismo sistema corresponden a fallas secundarias, con respecto a la del Alto Atlas, del tipo C de Chinnery (1966) (fig. 34 E). Esto explica satisfactoriamente las relaciones entre los sistemas de fallas NE-SW y NW-SE. Naturalmente, para corroborar esto tendría que realizarse un estudio de la fracturación tardihercínica a escala del Macizo Hespérico y de Marruecos que sale por completo de nuestro objetivo actual.

#### 3.4.- Red de fracturación Alpina.

Entendemos como tal el conjunto de fallas y fracturas generadas en los tiempos Alpinos, es decir desde el Triásico hasta la actualidad. Así entendi-

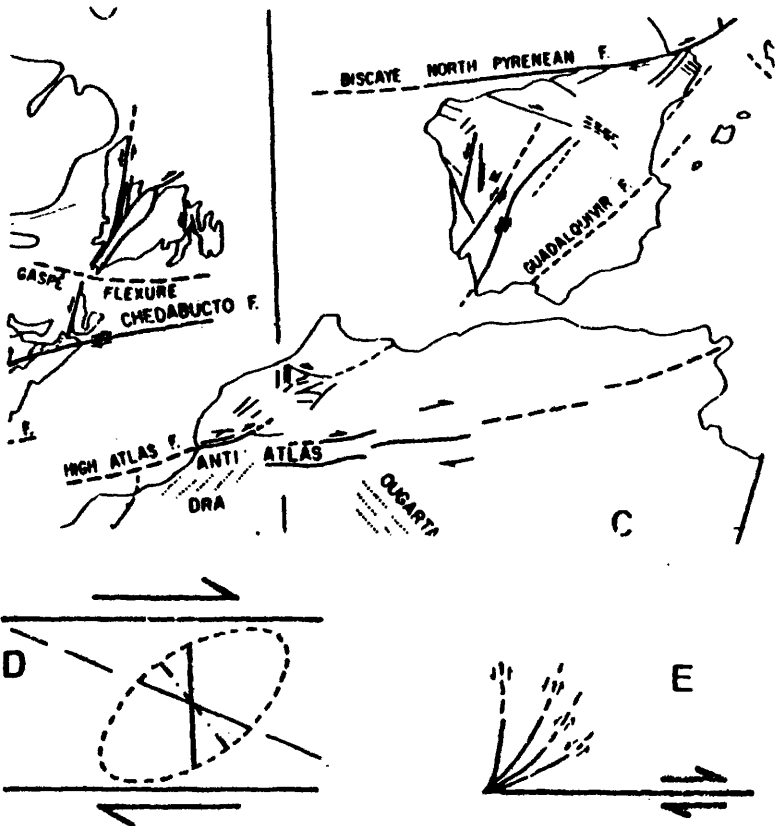
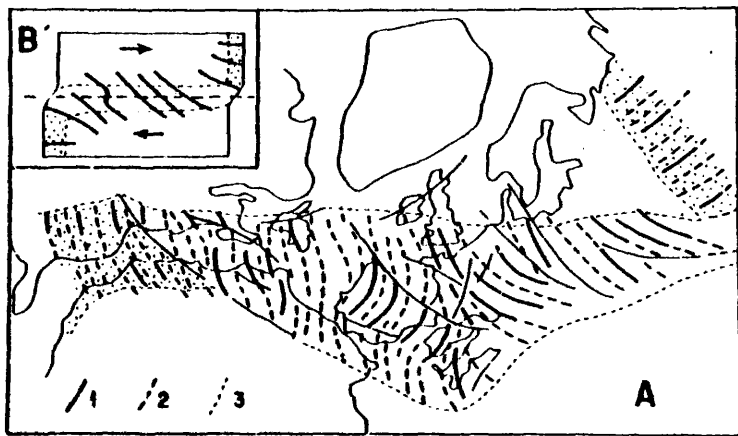


Fig. 34 - Explicación en el texto

da, lo primero que hay que decir, es que en estos dominios del Sistema Central no existe tal fracturación Alpina. Es fácil de comprender que después de la etapa de intensa fracturación a que estuvo sometida la corteza, durante la época tardihercínica, ésta se fractura en una gama muy amplia de direcciones y cuando actúan sobre ella los esfuerzos Alpinos éstos se disipan a través de las fracturas ya existentes con lo cual no originan nuevas discontinuidades sino que provocan un rejuego de las anteriores.

Para acometer al estudio de la reactivación de estas fracturas hay que analizar los sedimentos mesozoicos y terciarios y ver la influencia que tienen sobre los mismos. En el área estudiada faltan por completo las secuencias estratigráficas Triásico y Jurásicas. Tan sólo hay pequeños retazos de Cretácico que comparándolos con el Cretácico situado más al N E permite obtener deducciones tectónicas ya expuestas en 2. Así pues, el estudio de estas fracturas había que realizarlo en las zonas donde se encuentran mejor representados estos terrenos y donde la influencia del basamento hercínico fuese más manifiesta. Diversos puntos de la Cordillera Ibérica resultan especialmente aptos para llevarlo a cabo, pero por no ser el objeto de este trabajo no se ha investigado nada sobre ello.

De esta forma partimos de la sedimentación Cretácica que se realiza sobre un país penneplanizado (Pacheco et al. 1969) y que, sobre el Sistema Central, alcanza su borde W sobre una línea NW-SE que pasa por las inmediaciones de Valdemorillo y por el Campo-Azalvaro delimitando el mar cretácico al E. de la misma y el continente al W. de ella.

Después del Cretácico comienza el ciclo Terciario, de carácter continental. Los primeros sedimentos Cenozoicos, de tipo conglomerático y arcóscico corresponden al Paleoceno (fig. 15). Se encuentran en concordancia angular aparente con el Cretácico. Sin embargo, a gran escala se observan discordantes ya que, en el N. de la provincia de Segovia, Cadavid et al. (1971) encuentran discordante el Paleógeno con el Cretácico. Pues aquel en unos lugares descansa sobre el Turonense y en otros sobre el Senonense indicándonos movimientos de gran radio. Al comienzo de la sedimentación Paleocena hay hidrotermalismo en la falla de Plasencia, y luego, dentro de este periodo -

se reactivan algunas fracturas, pues parte de los primeros sedimentos de esta edad se erosionan y depositan nuevamente como ya hemos señalado en un trabajo anterior (Bustillo et al. 1979). Esto corresponde con la fase de fracturación preluteciense que cita Jiménez Fuentes (1975) en el Paleógeno de Salamanca. Sincrónicamente con la anterior etapa hidrotermal o con posterioridad también hay actividad hidrotermal en las fallas WNW-ESE que pasan por la ciudad de Avila.

La sedimentación Eocena y Oligocena que presenta un marcado carácter arcósico, lo que denota erosión de amplias zonas del Macizo de carácter granítico, está concordante con el Paleoceno.

Después de esto y antes del Mioceno se produce una etapa de intensa fracturación en el borde N. de la Sierra, en Monsalupe, y en el borde E de la fosa de Muñico. Lo que origina una fuerte discordancia angular entre el Oligoceno y el Mioceno que Nodal Ramos y Agueda Villar (1976) en la depresión del Tajo la sitúan entre el Chattienense y el Burdigaliense correspondiendo con la fase Estáfrica.

A continuación se deposita el Mioceno y después del Vindoboniense, nuevamente, se reactivan ciertas fallas, particularmente las de los contactos entre la Cordillera y las cuencas terciarias que adquieren el carácter de fallas inversas. Durante este periodo también hay actividad en las fracturas del basamento de la fosa del Tajo (Martín Escorza, 1976).

Finalmente Hirot y Solé Sabarís (1954) señalan como en Salamanca las rañas Pliocenas arrasaron y fosilizan las fallas del contacto entre el Macizo y las depresiones Terciarias. No obstante, algún autor (Capote y Fernández-Casals, 1978) ha detectado movimientos en las fallas del zócalo de la depresión del Tajo entre el Plioceno inferior y Plioceno medio. Después se produce el basculamiento hacia el SW de la misma.

Por nuestra parte, hay que señalar que resulta difícil precisar qué fallas se han movido en una época y cuáles en otra. Tan solo pueden precisarse movimientos muy locales o por el contrario de tipo muy general debido, principalmente, a la incertidumbre en la edad de los depósitos terciarios situa-

dos en la Cordillera o a la ausencia de los mismos. Lo único que se ha efectuado con precisión en la delimitación de unos bloques que han jugado como horts o como grabens a lo largo del Terciario cuyo análisis exponemos a continuación.

#### 3.4.1.- Tectónica de bloques en el Sistema Central.

La evolución Alpina del Sistema Central, es decir la que explica la disposición actual de la Cordillera, ha sido tratada por diversos autores desde tiempos muy antiguos.

Macpherson (1879, 1901) es el primero en indicar que después del Cretácico toda la Meseta se ve afectada por un movimiento de elevación hasta su posición actual con hundimientos a ambos lados del Sistema Central en los que se instalan grandes lagos que desaparecen en el Plioceno.

Después de este autor hay una gran mayoría de ellos que consideran como fundamentales en la "arquitectura" de la Cordillera las estructuras tipo fallas. Las teorías de éstos ya se han comentado en 3.2. y por tanto no vuelve a incidir sobre ellas.

Por otra parte Schmieder (1915), siguiendo las ideas de Penck considera la Sierra como un conjunto de bloques desnivelados en la vertical partiendo de una penillanura finimesozoica.

Schwenzner (1937), sin embargo, piensa que a partir de una superficie inicial se desarrollan otras tres superficies más ( $M_1$ ,  $M_2$ , y  $M_3$ ) por sucesivos impulsos verticales.

En este mismo año Vidal Box (1937) opina que después del gran arrasamiento precretácico los movimientos terciarios actúan sobre la superficie de erosión posthercínica con un marcado estilo tectónico vertical, fragmentándola y dislocando las dovelas.

Más tarde Birot y Solé Sabarís (1954) dan tres hipótesis distintas para explicar el desarrollo del Sistema Central. En las tres hipótesis parten de una corteza partida en dovelas que por esfuerzos tectónicos terciarios dan lu

gar a horsts y grabens.

Posteriormente Alfa Medina (1976) establece una deformación tipo bóveda que centra sobre la Sierra de Gredos y la continúa hasta Extremadura. Su eje mayor lo orienta en dirección NE-SW. Corresponde a un amplio abombamiento de la corteza, en gran medida condicionado por directrices anteriores, que se inicia en el Paleógeno y continúa hasta la actualidad con movimientos diferenciales entre sus distintas partes.

Más recientemente Pedraza (1978) propone una evolución de la Sierra intermedia entre las teorías de Schwenzner (1937) y Birot y Solé Sabarís (1954) con desarrollo de superficies y desnivelamiento de las mismas a favor de fracturas.

En este mismo sentido se expresa Garzón Heydt (1980) al definir varias superficies, en base a distintos niveles de alteración y a favor de una tectónica de desnivelación paulatina sobre las que actúa otra tectónica intensa de movimientos de bloques en la vertical.

Algunas otras publicaciones han tratado este tema pero centrándolo más en el aspecto climático, Vaudour (1977), Gutiérrez Elorza y Rodríguez Vidal (1978).

Por lo que respecta a nuestro estudio hay que decir que no podemos entrar a profundizar sobre estos temas morfológicos sobre los que tanta incidencia tiene la tectónica. Esperamos en un futuro inmediato unificar nuestros conocimientos con los de los geomorfólogos ya que únicamente así en un trabajo conjunto se podrá aclarar la evolución Alpina del Sistema Central. Dentro de la zona en que nos movemos sí hemos podido diferenciar una serie de bloques que se han movido en la vertical y que han actuado como una unidad rígida, en los que se producen basculamientos, elevaciones, hundimientos, sedimentación, erosión, etc, dando lugar a horsts y grabens.

Como ya dijimos en una publicación anterior (Ubanell, 1977 c) esta tectónica de bloques se desarrolla ya en la época tardihercínica. Después de la penillanurización del conjunto vuelve a repetirse esta tectónica, que ha sido señalado no solamente en el Sistema Central sino en otros lugares del Macizo Hespérico (Azcárate y Argüelles, 1971).

Así pues, se parte de cuatro grandes bloques en la época tardihercínica que los sucesivos esfuerzos, a que se ve sometida la corteza, han segmentado en otros de menor dimensión hasta lograr la configuración actual de los mismos.

Puede decirse que, básicamente, se han diferenciado las mismas grandes estructuras que ya pusiera de manifiesto Vidal Box en 1937 - cuatro grandes zonas elevadas (Sierras de Avila, Paramera-La Serrota, Gredos y Piélagos) y dos depresiones (las del Amblés-Campo Azalvaro y Alberche) si bien les asignamos el carácter de horst o graben, según se trate de terrenos elevados o hundidos con respecto a los circundantes, delimitándolos netamente mediante fallas y subdividiéndolos en unidades menores claramente identificables en el campo cuya individualización aclara aspectos del funcionamiento de fallas en la época Alpina.

De esta forma, se han diferenciado los siguientes grandes bloques de S. a N. (fig. 35).

- 1) Horst del Piélagos-El Escorial.
- 2) Graben de El Tiétar.
- 3) Horst de Gredos Oriental.
- 4) Graben del Alberche.
- 5) Graben de El Tiemblo.
- 6) Horst de La Serrota.
- 7) Horst de La Paramera.
- 8) Horst de Malagón.
- 9) Graben del Valle de Amblés.
- 10) Horst de Avila.

También se han identificado otros de menor dimensión entre los que cabe destacar:

- a) Horsts de San Vicente, El Berrocal y Cenicientos.
- b) Horsts de Almenara y Abantos.
- c) Horst de las Fuentes.



### 1.- Horst del Piélago-El Escorial.

Constituye una franja interpuesta entre la depresión del Tajo y las fuertes elevaciones de la Sierra. El límite S. de la misma es la Falla Meridional del Sistema Central, mientras que el límite N, está compuesto por tres fallas: Tiétar Norte, San Martín y El Escorial. Al N. del río Alberche destaca una superficie muy definida cuyas altitudes medias oscilan entre los 900-800 m.; en las proximidades del mismo la orografía es más confusa debido al fuerte encajamiento del río y a fenómenos morfológicos mientras que al S. de aquí se identifica, claramente, el bloque del Piélago con una superficie cuya altitud media varía entre 600 y 700 m. sobre la que destacan tres pequeños horsts: el de San Vicente, el de El Berrocal y el de Cenicientos.

El primero da lugar a la Sierra de San Vicente cuya máxima altura es de 1.300 m.; el segundo origina la Sierra de La Higuera y El Berrocal con altitudes próximas a los 1.000 m. y finalmente el tercero contiene a la Peña de Cadalso que posee 1.200 m. de altura. Estos dos últimos se sitúan a favor de fallas NNE y WNW-ESE mientras que el de San Vicente lo hace a través de fallas NNW y NE-SW.

Como ya puso de manifiesto García de Figuerola (1958) el basculamiento hacia el SW del bloque del Piélago es muy manifiesto, sumergiéndose bajo los sedimentos terciarios del Campo Arañuelo.

### 2.- Graben del Tiétar.

Es una estrecha banda, de 4 a 6 Kms. de anchura y 40 Kms. de longitud, limitada al N. y al S. por las respectivas fallas del Tiétar Norte y Tiétar Sur. A lo largo de ella discurre el río Tiétar con un claro basculamiento hacia el SW ya señalado por Birot y Solé Sabarís (1954). En gran parte, este graben, está recubierto de materiales terciarios de carácter arcósico, cuya edad, de momento, no puede precisarse más.

### 3.- Horst de Gredos Oriental.

Se extiende como una potente masa elevada desde el Cerro de Guisando (si-

tuado entre El Tiemblo y San Martín de Valdeiglesias) hasta el Puerto del Pico. Sus bordes N. y S. quedan delimitados en gran parte por las fallas de El Burguillo y Norte del Tietar respectivamente, mientras que por el E. comienza en la falla de El Tiemblo y por el W. finaliza en la del Puerto del Pico. Dentro de él se observa una serie de bloques más pequeños elevados unos respecto a otros. Así comienza por el E. con un pequeño bloque en el que se encuentra el Cerro de Guisando y otra serie de montículos alineados en una cuerda de altitud media de 1.300 m. Dirigiéndonos hacia el W., al atravesar la falla de la Garganta de la Yedra, se pasa a otro bloque más elevado cuya altura es de 1.600-1700 m. Después se pasa la falla de El Herradón-Casillas y nuevamente tenemos otro bloque más elevado, con alturas del orden de los 2.000 m. que llega hasta la falla del Puerto de Mijares, dando origen a la Sierra del Valle. Entre esta falla y la de Lanzahita-Sierra Yemas se encuentra el bloque más elevado, dentro de este gran horst de Gredos, con cotas que oscilan entre los 2.100-2.200 m. que dan lugar a la Sierra del Cabezo. Finalmente, el último bloque menor comprendido entre la anterior falla y la del Puerto del Pico vuelve a tener alturas de 2.000 m. en los riscos del Torozo.

#### 4.- Graben del Alberche.

Forma una depresión entre el macizo oriental de Gredos y el horst de La Paramera, bordeada al S. por las fallas del Burguillo y de Serranillos y al N. por las del Barraco y Navarredondilla. Al E. queda confinado por la falla del Herradón-Casillas y al W. por la del Puerto del Pico. Es un bloque basculado hacia el E. por el que corre el río Alberche. A su vez dentro de él hay una serie de escalones, el más importante de los cuales es el que divide a este bloque en dos unidades al E. y W., respectivamente, del mismo. Este escalón se produce por una falla de dirección submeridiana sensiblemente paralela a la de Lanzahita-Sierra Yemas. Al W. de aquella existe una superficie con cotas del orden de los 1.600-1.400 m. mientras que al E. las alturas quedan comprendidas entre 1.000 y 800 m. Este graben está desprovisto de sedimentos terciarios.

5.- Graben de El Tiemblo.

Da lugar a una depresión morfológica de forma pentagonal limitada por las fallas de El Tiemblo, Cebreros, Valdemaqueda, Cofio y San Martín con una prolongación en forma de pasillo dirigida hacia el Valle del Tiétar que ocupa el valle del Avellaneda. En general carece de sedimentos terciarios, pero excepcionalmente hay un pequeño afloramiento inserto en este graben (ver fig. 15) cercano al río Cofio en la carretera de Robledo de Chavela a Cebreros pasando por El Quexigal. Aunque dentro de este graben hay una gran complejidad morfológica se puede apreciar un basculamiento del mismo hacia el S. Así mientras que en el N. del mismo las alturas son de 1.000 m. en el S. se sitúan en 700 m.

6.- Horst de La Serrota.

Está compuesto por el macizo de La Serröta, flanqueado al N. y al S. por las depresiones terciarias, la del Valle de Amblés y la del Alto Alberche respectivamente, y al E. por las fallas del Puerto de Menga. Su altura es elevada (2.200 m.) lo que ocasiona un desnivel muy fuerte entre éste y el de Amblés - siendo este desnivel de 1.200 m. Por el E. se conecta con el de La Paramera mediante una estrecha depresión formada por las fallas NNE, que da lugar al Puerto de Menga.

7.- Horst de La Paramera.

Forma un gran bloque que da lugar a las Parameras de Avila, cuyo comportamiento es diferente a un lado y otro de la falla de El Herradón-Casillas. Al E. de la misma presenta un ligero basculamiento hacia el sur mientras que al W. de ella el basculamiento, algo más acusado, es hacia el norte.

Por otro lado todo el conjunto está afectado por otro basculamiento general hacia el E. (al igual que en el graben del Alberche) que reduce las cotas - de 1.500 m. en el W. a 1.300 m. en el E.

Por el S. limita con los graben del Alberche y del Tiemblo y por el N. con

el del Valle de Amblés y el horst de Malagón.

Hacia el W. se desarrollan unos pequeños horst dentro de este gran bloque, que culminan en el Zapatero con alturas del orden de los 2.100 m. Es de destacar la gran superficie de erosión que está presente en este bloque puesta ya de manifiesto por diversos autores.

#### 8.- Horst de Malagón.

Está constituido por la Sierra de Malagón. Es un bloque basculado hacia el N. que desciende desde los 1.600 m. de altura en el borde S. a 1.300 m. en el Campo Azalvaro. En este último lugar hay sedimentación terciaria como consecuencia de una disposición en semigraben favorecida por algunas pequeñas fallas (en realidad es el bloque basculado de Malagón que al chocar con otra falla que eleva los terrenos al N. de la misma produce una zona óptima para la sedimentación).

#### 9.- Graben del Valle de Amblés.

Ocupa todo el Valle de Amblés, el cual está relleno de sedimentos terciarios. La superficie general de esta depresión se encuentra a 1.100 m. de altitud siendo drenada por el río Adaja. Los contornos de este "valle" son quebrados, estando formados por fallas que lo separan de los macizos circundantes. Presumiblemente debe estar formado por varios bloques menores que serán puestos de manifiesto en una investigación geofísica actualmente en realización. La edad de esta depresión es, al menos Oligocena, ya que contiene sedimentos oligocenos aunque, quizás sea anterior pues en los bordes se encuentran restos de rocas Paleocenas y Eocenas que pueden haberse depositado en un primer estadio del desarrollo de esta fosa o por el contrario pertenecer a una cuenca mucho más amplia de la que después se individualizarían estas pequeñas depresiones (Valle de Amblés, Campo Azalvaro, et.).

#### 10.- Horst de Avila.

Al igual que el horst del Piélago-El Escorial, éste es una amplia banda

situada entre la depresión del Duero y el resto del Sistema Central. El borde N. está formado por las fallas que le separan de dicha depresión encontrándose éstas recubiertas de sedimentos terciarios desde la falla de El Herradón-Casillas hasta Villacastín. Por el S. limita con las cuencas terciarias del Valle de Amblés y del Campo-Azalvaro. Da lugar a una extensa superficie de 1.100 m. de altura, inclinada ligeramente hacia el N. Al W. de Avila se desarrollan una serie de teclas de piano elevadas unas con respecto a otras que originan pequeños horst, el más alto de los cuales se encuentra lindando con la falla de Plasencia y posee 1.500 m. de altura. Al otro lado de la falla de Plasencia este gran bloque se descompone en otros menores siendo el más importante de los mismos el Horst de Las Fuentes con alturas medias de 1.500 m. si bien su punto más culminante está a 1.700 m. de altura. El conjunto de este horst y las anteriores teclas es lo que se conoce geográficamente como la Sierra de Avila.

Finalmente sólo resta mencionar los horst de Abantos y Almenara (puesto que los otros bloques menores de San Vicente, El Berrocal y Cenicientos fueron ya citados al tratar del bloque del Piélagos-El Escorial y el de Las Fuentes se acaba de exponer en las líneas precedentes. Estos dos horsts se sitúan entre los bloques del Piélagos-El Escorial y de La Paramera, inmediatamente al E. de la zona de enlace entre Gredos y Guadarrama. El de Abantos presenta alturas de 1.600-1.700 m. y está basculado hacia el W. mientras que el de Almenara sólo alcanza los 1.100 - 1.200 m. sin apreciarse en él inclinación alguna.

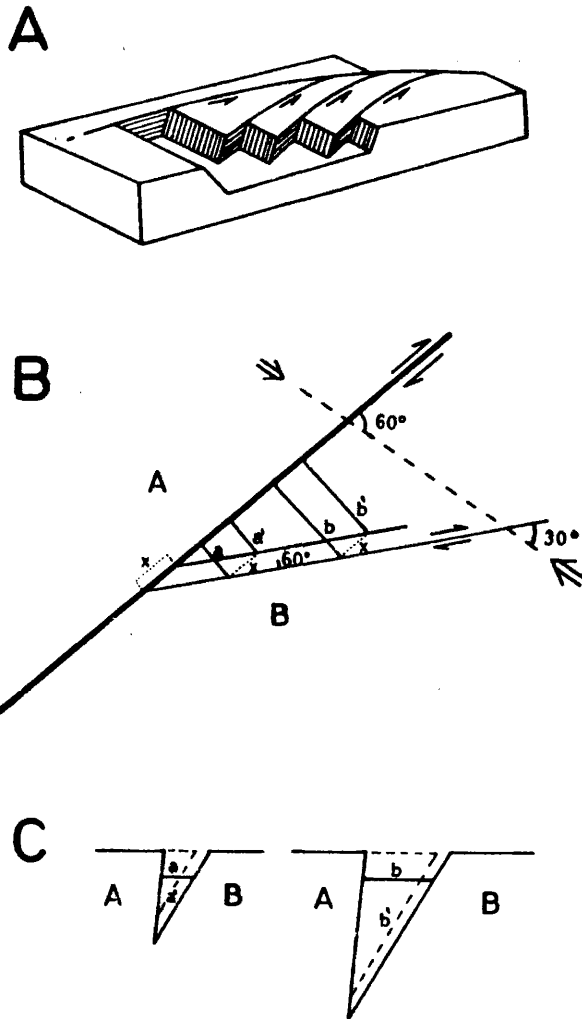
El estudio de estos bloques pone de manifiesto que las fracturas a favor de las cuales ha tenido lugar el movimiento de los mismos son esencialmente las de los sistemas NE-SW ( $50^{\circ}$ - $60^{\circ}$  y  $75^{\circ}$ ), WNW-ESE, NNE y N-S. Todos ellos tardihercínicos reactivados en el alpino.

Por otra parte es muy interesante observar como hay una tendencia general en los bloques, a presentar sus mayores alturas hacia el W., concretamente según se aproximan a la falla de Plasencia y por contra sus alturas menores se dirigen hacia la zona de enlace entre Gredos y Guadarrama, lo que, indudable -

mente, debe tener una explicación genética.

En cuanto al origen de estas estructuras, algunas como el Valle de Amblés encajarían perfectamente con el modelo de Lensen (1958) o el de Arthaud y Matte (1977) (fig. 36).

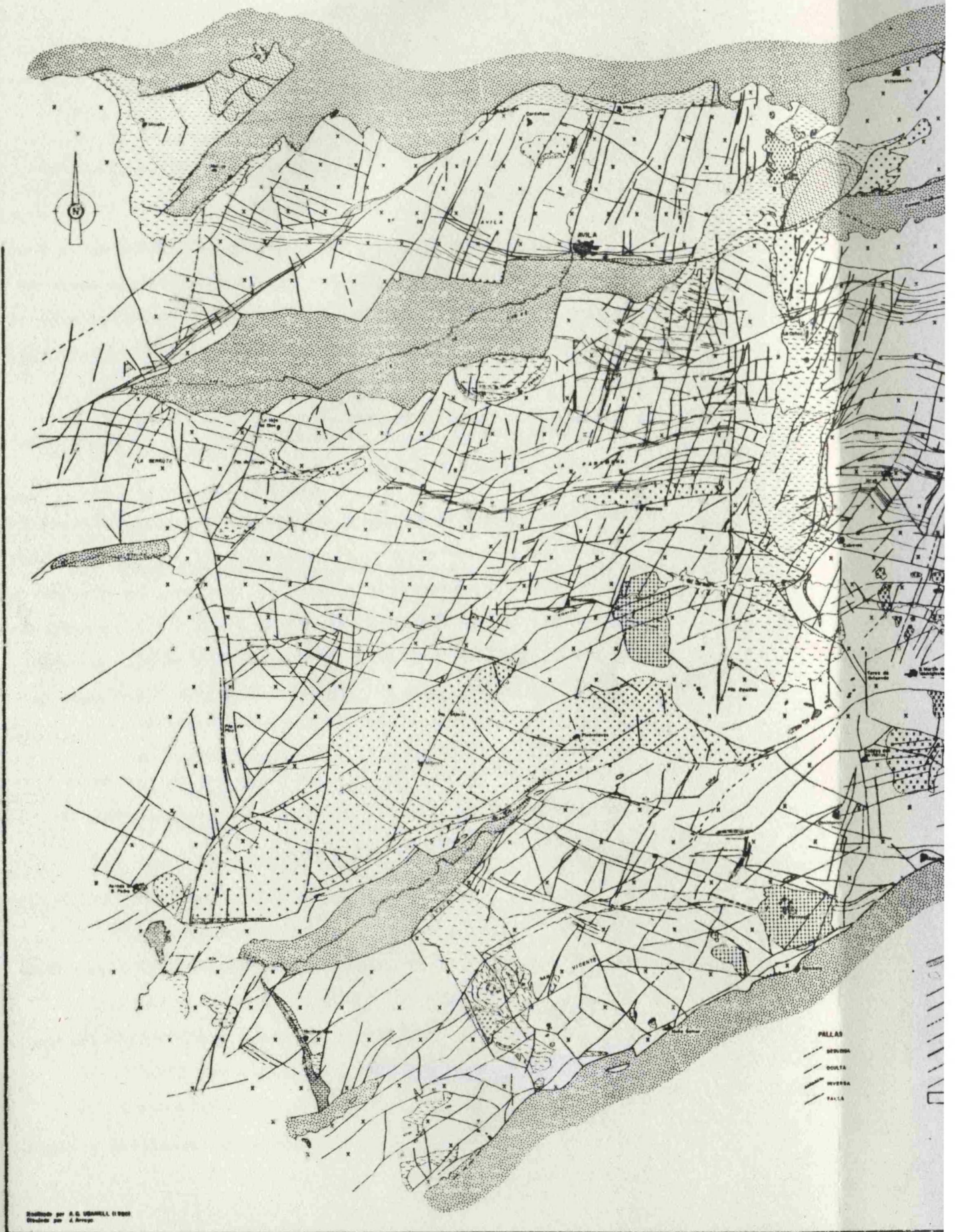
Tanto en un caso como en el otro se producirían por el movimiento en dirección de una falla importante que en nuestro caso sería la falla de Plasencia. Es posible que el origen del Valle de Amblés haya sido favorecido inicialmente por un movimiento de este tipo, sin embargo, esto no es aplicable al resto de las unidades del Sistema Central. El fenómeno que ha dado lugar a las distintas estructuras de la Sierra es un fenómeno de tipo más general cuyo resultado final es el movimiento diferencial en la vertical de los distintos bloques, bien como consecuencia de empujes horizontales con una componente vertical o bien como resultado directo de esfuerzos verticales. Para resolver esto habría que extender el estudio a toda la Cordillera y sus depresiones limítrofes (la del Tajo y la del Duero). Así, pues, en la época Alpina los movimientos de las fallas son esencialmente verticales, al contrario que en el tardihercínico en donde predominan los desplazamientos en la horizontal.



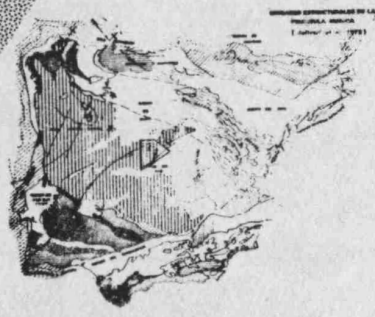
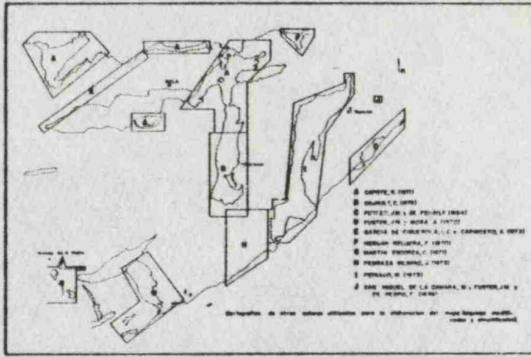
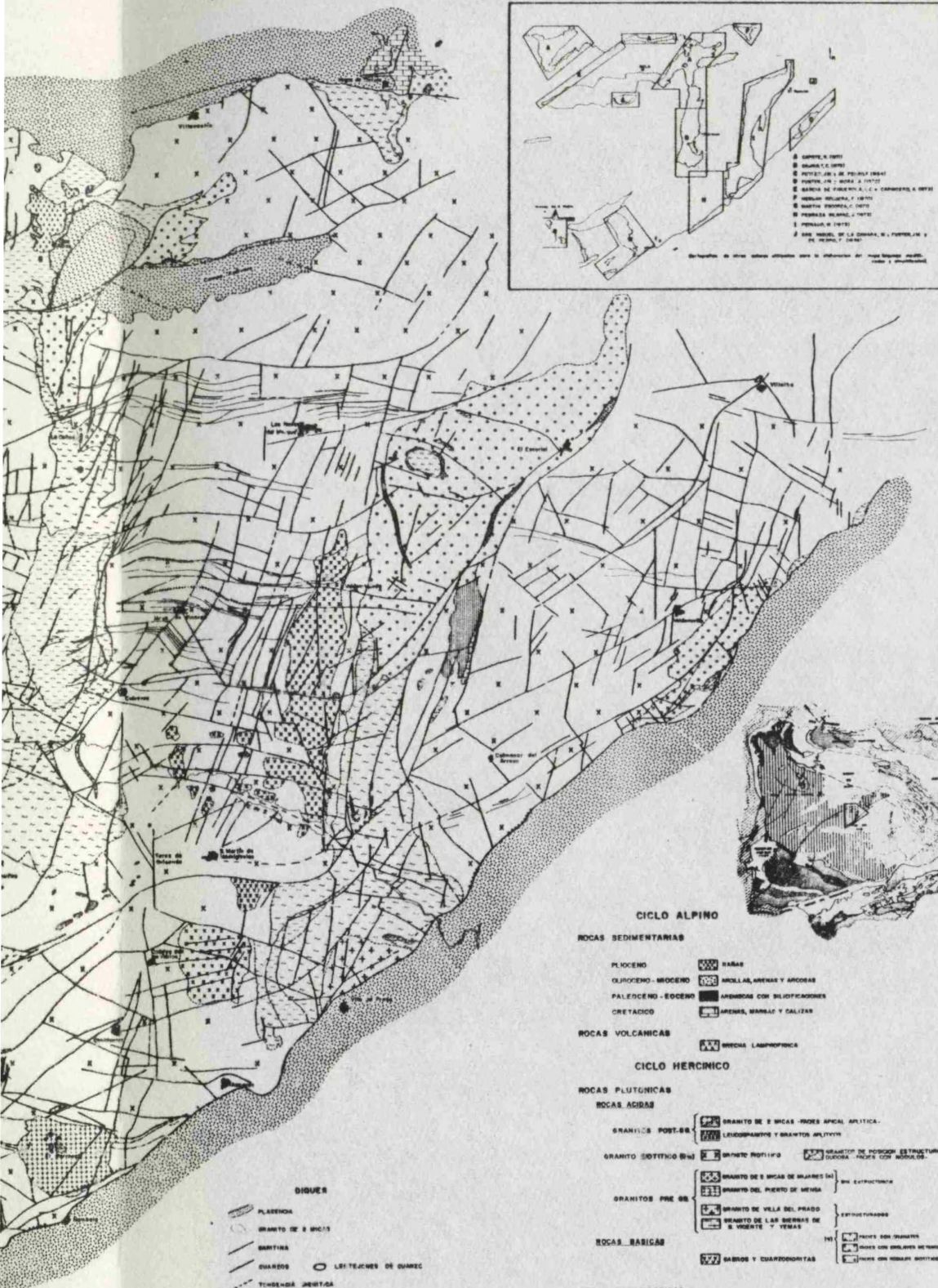
**Fig. 36 - Mecanismos de formación de Grabens.**

- A) Según Arthaud y Matte (1977)- El movimiento si estral a lo largo de una falla importante produce desplazamientos en fallas menores, que forman ángulos de 20°-30° con la principal, dando lugar a grabens.
- B y C) Según Lensen (1958)B) en planta: El movimiento dextral de una falla origina el desplazamiento de las líneas a y b a las posiciones á y ß respectivamente, lo cual trae como consecuencia la separación del bloque C respecto al B, si existe otra falla con disposición favorable para ello.C) En corte: Por tanto se forma un hueco que se compensa con el hundimiento de á y ß formándose dos grabens.

FRACTURACION Y PRINCIPALES CONJUNTOS GEOLOGICOS DEL SECTOR MEDIO DEL SISTEMA CENTRAL



IO DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL



CICLO ALPINO

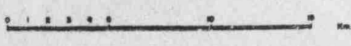
- ROCAS SEDIMENTARIAS**
- PLIOCENO: ARENAS
  - OLIGOCENO - MIOCENO: ARCILLAS, ARENAS Y ARCOSAS
  - PALEOCENO - EOCENO: ARENAS CON SILICIFICACIONES
  - CRETACICO: ARENAS, MARLES Y CALIZAS
- ROCAS VOLCANICAS**
- TRACITA LAMPROFONICA

CICLO HERCINICO

- ROCAS PLUTONICAS**
- ROCAS ACIDAS**
- GRANITO POST-SB: GRANITO DE MICAS FINES APICAL APITICA, LEUCOGRAFITO Y GRANITO ALPINO
  - GRANITO SINTITICO SB: GRANITO PROFUNDO, GRANITO DE POSICION ESTRUCTURAL BUROSA, FASES CON NODULOS
  - GRANITO PRE SB: GRANITO DE MICAS DE GRANITO (G), GRANITO DEL PUERTO DE MESA, GRANITO DE VELA DEL PRADO, GRANITO DE LAS SIERRAS DE S. VIGENTE Y TERAS
- ROCAS BASICAS**
- DIABAS Y CUARZODIABAS
  - DIABAS CON GRANITO
  - DIABAS CON ENCLAVES METAMORFICOS
  - DIABAS CON NODULOS METAFOSFOS
- ROCAS METAMORFICAS**
- ORDOVICICO: GNEISS, AMPHIBOLITAS CON ALTERACION DE PIRITA Y CINCOSITA EN LA BASE, ESCISTOS MIOCENOS, GNEISS, ALTERNANCIA DE ESCISTOS Y GRANITOS, CALIZAS, GNEISS BLANDULAR

- DIBUJOS**
- PLASEON
  - GRANITO DE MICAS
  - GRANITO
  - DIABAS
  - LEUCOGRAFITO
  - LEUCOGRAFITO
  - GRANITO CON NODULOS
  - AMPHIBOLITAS
  - DIABAS CON GRANITO
  - DIABAS CON ENCLAVES METAMORFICOS
  - DIABAS CON NODULOS METAFOSFOS

- FALLAS**
- DEFORMADA
  - OCULTA
  - INVERSA
  - FALLA





4\*) CONCLUSIONES.

#### 4.- CONCLUSIONES.

De los anteriores capítulos se pueden entresacar como conclusiones de este trabajo las siguientes:

- 1º) Como consecuencia de la cartografía previa al estudio de la fracturación se pusieron de manifiesto por primera vez una serie de conjuntos litológicos, entre los que se encuentran diferentes tipos de granitos y una nueva depresión Terciaria (la del Alto Alberche).
- 2º) Fruto de esta cartografía es el descubrimiento de un nuevo afloramiento de gabros -el del Cerro de Casillas-.
- 3º) Se han identificado tres secuencias de intrusiones graníticas en el área estudiada: anteriores al granito biotítico, granito biotítico y granitos posteriores a éste. La intrusión se efectúa a través de dos líneas fundamentales NE-SW y N-S y dos secundarias NW-SE y E-W. La línea N-S actúa hasta el final siendo aprovechada por los últimos granitos (posteriores al biotítico) para su intrusión.
- 4º) Se ha descubierto un afloramiento de rocas volcánicas en la Sierra de La Paramera que puede corresponder a una chimenea, de edad incierta, o a una colada reciente.
- 5º) Se ha puesto de manifiesto la asociación de ciertos tipos de diques con determinadas direcciones estructurales.  
Así los diques E-W, fundamentalmente son de pórfidos, lamprófidos, episienitas y aplitas.  
Los NE-SW están constituidos por el dique del Alentejo-Plasencia y por los cuarzos del Alberche principalmente.  
Los NNE son de cuarzo.  
Los N-S comprenden diabasas, los de tendencia sienítica y algún pórfido.

Los WNW-ESE están representados por diques de baritina.

6\*) La cronología relativa de los distintos diques queda establecida de la siguiente forma:

- 1) Pegmatitas del granito de Mijares.
- 2) Pórfidos, lamprófidos, episienitas, aplitas y granito con nodulos de dirección E-W.
- 3) Pórfidos de dirección N-S.
- 4) Aplitas del Bloque del Piélago.
- 5) Cuarzos de dirección NE-SW.
- 6) Diabasas y diques de tendencia sinistral, ambos con disposición N-S.
- 7) Diques de baritina.
- 8) Diques de cuarzo de dirección NNE.

7\*) El significado tectónico de estos diques es el que sigue:

- 1) Las pegmatitas del granito de Mijares indican la etapa del asentamiento plutónico de este batolito.
- 2) Los pórfidos, lamprófidos, etc., de dirección E-W ponen de manifiesto uno de estos tres mecanismos.
  - a) Asentamiento de un gran plutón en dirección E-W.
  - b) Flexión de la corteza.
  - c) Empujes de dirección E-W o distensión N-S.
- 3) Los pórfidos de dirección N-S señalan un movimiento sinistral de las fallas NE-SW.
- 4) Las aplitas del bloque del Piélago denotan un movimiento dextral de esas mismas fallas NE-SW.
- 5) Los cuarzos de dirección NE-SW implican una etapa distensiva posterior a la fase compresiva en la que se originan las fracturas que los contienen. Esta fase compresiva da lugar al primer movimiento sinistral de las fallas NE-SW.

- 6) Los diques de diabasas y de tendencia científica de dirección N-S marcan una etapa de distensión general en la corteza situada al comienzo del Pérmico.
  - 7) Los diques de baritina manifiestan, también, una etapa distensiva posterior a la formación de las fallas WNW-ESE, en las que se encuentran, y anterior a los diques de cuarzo NNE.
  - 8) Finalmente los diques de cuarzo de dirección NNE suponen un movimiento sinistral de las fallas NE-SW.
- 8º) La transgresión Cretácica llegó hasta una línea NW-SE situada inmediatamente al W. de los afloramientos de Valdemorillo y Campo Azalvaro. Al E. de la misma se extendía el mar Cretácico y al W. de ella el continente.
- 9º) Las direcciones de fracturación tardihercínica más importantes son: NE-SW, WNW-ESE, N-S NNE y E-W, teniendo menor importancia las otras direcciones NW-SE y NNW.
- 10º) Dentro de las fracturas NE-SW se han diferenciado dos familias. La una con direcciones comprendidas entre 50º y 60º y otra con direcciones próximas a los 75º.
- La primera es la más importante de todos los sistemas de fallas aquí presentes. Son grandes fallas con espaciamiento uniforme del orden de 15 Kms., que compartimentan la corteza en bloques. Atendiendo a su importancia se han dividido en tres grandes grupos:
- a) Fallas corticales.
  - b) Fallas de primera magnitud.
  - c) Fallas de segunda magnitud.
- Los movimientos sufridos por las mismas a lo largo de los tiempos tardihercínicos y en orden cronológico son: Sinistral-dextral - dextral-sinistral. Durante la orogenia Alpina los movimientos principales tienen lugar en la vertical.
- La segunda familia de estas fallas NE-SW (la de 75º) es mucho me

mos importante que la primera. Es más reciente que aquella y se caracteriza por grandes alineaciones definidas por pequeñas fallas unas a continuación de otras. También las fosas terciarias situadas dentro de la Cordillera marcan esta dirección.

11º) Las fracturas WNW-ESE son de menor importancia que las anteriores. Tienen un espaciado bastante uniforme que oscila entre 2 y 4 Kms. Al igual que las NE-SW también aquí hay dos conjuntos de fracturas distintas, con la misma dirección pero con edad diferente. Los movimientos tardihercínicos visibles a lo largo de ellas son dextrales. En la época Alpina, ya en el Terciario, presentan actividad hidrotermal y movimientos en la vertical. Un haz del primer conjunto de fracturas (1ª generación) presenta un arqueamiento que pone de manifiesto el segundo movimiento sinistral de las fallas NE-SW.

12º) Las fallas N-S son de distensión y espaciadas del orden de 20 Kms., profundas, y con un recorrido que, a veces, supera los 40 Kms.

Entre dos de estas fallas queda comprendida la zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama, zona particularmente débil en la que se produce gran deformación, señalando la segunda etapa dextral de las fallas NE-SW.

Consideramos que estas fracturas son los conductos emisores del vulcanismo Pérmico.

13º) Las fallas NNE, también son de distensión y constan de dos familias: NNE de dirección 35º y NNE con 15º de dirección. La mayoría contienen diques de cuarzo. En el tardihercínico los movimientos a lo largo de ellas son casi siempre sinestrales. Por contra en el Alpino son verticales. Algunas de estas fallas dan lugar a bandas en las que la deformación es mayor que en el resto. Estas bandas nos indican el tercer movimiento dextral de las fallas NE-SW.

- 14º) Existen dos tipos muy distintos de fracturas E-W. Unas, anti - guas, sobre las que se implantan los diques de pórfido, apli - ta, etc., y bastante numerosas y otras más recientes muy esca - sas.
- 15º) Cronológicamente de más antiguo a más moderno el orden de su - cesión de las distintas redes de fracturas es el siguiente:  
NE-SW (50º-60º), NE-SW (75º)?, N-S, NNE (35º), NE-SW (75º) ,  
WNW-ESE (1ª generación), NNE(15º) y WNW-ESE (2ª generación).  
Todas ellas comprendidas entre el Estefaniense y el Pérmico ,  
situándose las N-S al comienzo del Pérmico.
- 16º) Respecto a la génesis de los sistemas de fracturas se ha esta - blecido cronológicamente que:
- 1) Las fallas NE-SW (50-60) se forman por cizalla simple que produce el primer movimiento sinistral a lo largo de ellas. Consecuentemente con esto se originan los pórfidos N-S y fracturas Riedel que darán lugar a los cuarzos del Alberche.
  - 2) Esfuerzos compresivos de dirección E-W provocan la intrusión de los diques Aplíticos del Bloque del Piélago.
  - 3) Una distensión general en este sentido E-W da lugar a las fa llas N-S y sus diques asociados (Diabasas, tendencia sienfti ca).
  - 4) Los esfuerzos compresivos con dirección comprendida entre - 35º y 90º son los causantes de la intensa deformación de la zona de debilidad entre Gredos y Guadarrama así como el naci miento de las fracturas NNE (35º), NE-SW (75º) y WNW-ESE - (1ª generación).
  - 5) Empujes N-S traen como consecuencia el arqueamiento de las fracturas WNW-ESE y el establecimiento de las fracturas NNE.
  - 6) Finalmente nuevos esfuerzos E-W inflexionan las estructuras E-W entre determinadas fallas NNE, definiéndose bandas de - deformación NNE. Al tiempo se implantan las fracturas WNW-ESE.

(2ª generación).

17\*) Se han individualizado los siguientes bloques principales durante la dinámica Alpina.

- 1) Horst del Piélago-El Escorial.
- 2) Graben del Tiétar.
- 3) Horst de Gredos Oriental.
- 4) Graben del Alberche.
- 5) Graben de El Tiemblo.
- 6) Horst de La Serrota.
- 7) Horst de La Paramera.
- 8) Horst de Malagón.
- 9) Graben del Valle de Amblés.
- 10) Horst de Avila.

También se señalan otros de menor dimensión entre los que se encuentran los horsts de San Vicente, El Berrocal, Cenicientos, Almenara, Abantos y el de Las Fuentes.

18\*) Finalmente, del estudio de esta dinámica Alpina se concluye que las principales fallas que han jugado en los tiempos Alpinos son: NE-SW (50°-60° y 75°), NNW-ESE, NNE y N-S. Los movimientos más importantes en ellas tienen lugar en la vertical, presentando una disposición tanto normal como inversa.

5º) BIBLIOGRAFIA.

- ALIA MEDINA, M.- 1960. "Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo".  
Not. y Com. del I.G.M.E. 58.; 125-162.
- ALIA MEDINA, M.- 1972. "Evolution post-hercynienne dans les régions centrales de la Meseta espagnole".  
24<sup>e</sup> Int. Geol. Congr. Sect. 3.; 265-272.
- ALIA MEDINA, M.- 1976. "Una megacstructura de la Meseta Ibérica: la Bóveda Castellano-Extremeña".  
Estudios Geol. 32.; 229-238.
- ALVARO M.; CAPOTE R.; y VEGAS R.- 1978. "Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica".  
Libro homenaje al Prof. L. Solé sabarís (en prensa).
- APARICIO YAGUE, A.- 1971. "Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo".  
Estudios Geol. 27.; 369-414.
- APARICIO, A y GARCIA CACHO, L.- 1975. "Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español)".  
Estudios Geol. 26.; 297-315. C.S.I.C.
- APARICIO A.; BARRERA J.L.; CARABALLO J.M.; PEINADO M. y TINAO J.M.- 1975.  
"Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español".  
Memorias del I.G.M.E. 88.; 145. 2 mapas.
- APARICIO A.; BARRERA J.L.; CASQUET C.; PEINADO M. y TINAO J.M.- 1977.  
"Caracterización geodinámica del Plutonismo postmetamórfico del S.O. del Macizo Hespérico".  
Studia Geol. 12.; 9-39.
- APARICIO A.; CASQUET C. y BARRERA J.L.- 1973. "Petrogénesis del stock granítico de Rascafría-El Paular. (Sistema Central Español)".

Estudios Geol. 29. Nº 5.; 479-487.

ARENILLAS PARRA, M. y ARRIBAS, A.- 1975.- "Un dique de tendencia sienfítica en la provincia de Avila".

Bol. Geol. y Minero del I.G.M.E. 86. (3).; 233-243.

ARRIBAS, A.- 1965.- "Mineralogfa y metalogenia de los yacimientos espeñoles de Uranio. El Berrocal, Escalona (Toledo)".

Not. y Com. del I.G.M.E. 77.; 67-92.

ARRIBAS, A.- 1975.- "Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de Ura  
nio".

Stvdia Geol. 9.; 7-63.

ARRIBAS, A. y JIMENEZ, E.- 1972.- "Mapa geológico de España".

E. 1.200.000. Hoja Nº 44. (Avila). I.G.M.E.

ARTHAUD, F. y MATTE, Ph.- 1975.- "Les décrochements tardi-hercyniens du sudouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation".

Tectonophysics. 25.; 139-171.

ARTHAUD, F. y MATTE, Ph.- 1977.- "Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals".

Geological. Soc. of. Am. Bull. 88.; 1305-1320.

AZCARATE, J.E. y ARGUELLES, A.- 1971.- "Evolución tectónica y estructuras filonianas en el distrito de Linares".

I. Cong. Hisp. Luso-Am. de Geol. Econ. Sec. 4. (Invest. Mi  
nera). 1.; 17-32.

BABIN VICH, R.- 1975.- "Estudio estructural de los afloramientos metamórficos de la región de Piedrahíta-Barco de Avila-Béjar (Sierra - de Gredos)".

Tesis. Fac. Cienc. Geol. Univ. Comp. 273 p.

- BABIN VICH, R.- 1976.- "Principales rasgos estructurales de la región de Piedrahíta-Darco de Avila-Béjar (Sierra de Gredos)".  
Estudios Geol. 32.; 189-198. C.S.I.C.
- BABIN VICH, R.- 1978.- "Caracteres generales de la tectónica tardihercínica de la fracturación de la Sierra de Gredos. (Región de Béjar-Piedrahíta)".  
Bol. Geol. y Min. 89. (6).; 545-549.
- BADGLEY.- 1965.- "Structural and tectonic principales".  
Ed. Harper and Row. New York. 521 p.
- BADHAM, J.P.N.- 1975.- "Microplate tectonics, oblique collisions, and evolution of the Hercynian orogenic systems".  
Geology 3.; 373-376.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph.- 1970.- "Les grands traicts stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Central)".  
C. R. Acad. Sc. Paris. 270.; 2630-2633.
- BARD, J.L.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. and RIBEIRO, A.- 1973.- "Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen".  
Nature Phys. Sci. 241.; 50-52.
- BARRAS, F. de las.- 1903.- "Algunas observaciones sobre los granitos de Avila".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. III.; 110-112.
- BEA, F. y UGIDOS, J.M.- 1976.- "Anatexia inducida: Petrogénesis de los granitos hespéricos de tendencia alcalina. Parte I.: Leucogramitos del área O. de Zamora y Salamanca".  
Studia Geol. 11.; 9-24.
- BELOUSSOV, V.V.- 1971.- "Problemas básicos de geotectónica".  
Ed. Omega. 854. p.

- BILLINGS, M.P.- 1972.- "Geología estructural". (3ª Edic.).  
Edit. Eudeba. 564 p.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L.- 1954.- "Investigaciones sobre morfología de la  
Cordillera Central Española".  
Ito. Juan Sebastián Elcano. C.S.I.C.; 87 p.
- BISCHOFF; L.- 1975.- "Das Störungsmunster Zentralspaniense nach Auswertungen  
von ERTS -1- Aufnahmen".  
Münster. Forsch. Geol. Paläont. 36.; 69-79.
- BREÑOSA, R.- 1884.- "Las porfiritas y microdioritas de San Ildefonso y sus con-  
tornos".  
Anal. Soc. Esp. Hist. Nat. 13. (2).; 259-306.
- BUSTILLO, A; GONZALEZ UBANELL, A.; MARFIL, R. y DE LA PEÑA, J.A.- 1979.-  
"Presencia y origen de Alunita en el borde Meridional de  
la Cuenca del Duero".  
I. Reunión Regional sobre Geología de la Cuenca del Duero.  
Bol. Geol. y Min. (en Prensa).
- CADAVID, S.- 1977 a.- "Mapa estructural del techo del basamento del borde me-  
ridional de la Sierra de Guadarrama".  
Bol. Geol y Min. 88. (6).; 494-496.
- CADAVID, S.- 1977 b.- Avance del mapa de isopacas de una "corteza normal" pa-  
ra la Península Ibérica y principales accidentes de posible  
alcance cortical.  
Bol. Geol. y Min. 88. (6).; 561-566.
- CADAVID, S.; CORRAL, A. y PORTERO, J.M.- 1971.- "Investigación estructural y  
geofísica de la región de Sepúlveda (Segovia)".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol). 69 (2).; 145-173.
- CALDERON ARANA, S.- 1885.- "Ensayo orogénico sobre la meseta Central de España".  
Actas. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 14.; 131-172.

- CAPDEVILA, R. y FLOOR, P.- 1970.- "Les différents types de granites hercy niens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne".  
Bol. Geol. y Min. 81. (2-3).; 215-225. I.G.M.E.
- CAPOTE, R.- 1971.- "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila".  
Tesis. Fac. Cienc. Univ. Comp.; 289p.
- CAPOTE, R.- 1973.- "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila".  
Bol. Geol. y Min. 84. (6).; 426-437. I.G.M.E.
- CAPOTE, R.- 1978.- "Tectónica Española".  
Seminario sobre criterios sísmicos para Instalaciones Nucleares y Obras Públicas. (Marzo, 1978).  
Asos. Esp. Ing. Sísmica.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R.- 1977.- "The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif".  
Estudios Geol. 33.; 343-355.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J.- 1971 a.- "Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (prov. de Avila)".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol). 69 (2).; 175-185.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J.- 1971 b.- "Rasgos tectónicos de las formaciones metamórficas de Ojos-Albos-La Cañada (Avila)".  
Vol. Extr. I Cent. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 1.; 71-87.  
Edit. por C.S.I.C. 1975.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J.- 1975.- "Las series anteordovicicas del Sistema Central".  
Bol. Geol. y Min. 86 (6).; 581-596. I.G.M.E.

- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J.- 1978.- "La tectónica postmiocena del sector central de la depresión del Tajo".  
Bol. Geol. y Min. 39.; 114-122.
- CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M.J.; GONZALEZ LODERO, F. e IGLESIAS PONCE DE LEON, M.- 1977.- "El límite entre las zonas Astur Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central".  
Bol. Geol. y Min. 88.; 517-520.
- CAPOTE, R. y VEGAS, R.- 1968.- "El Paleozoico de los alrededores de Avila".  
Estudios Geol. 24.; 181-189. C.S.I.C.
- CARANDELL, J.- 1914.- "Las calizas cristalinas del Guadarrama".  
Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. serie Geol. 8.
- CARANDEL, J.- 1928.- "Influencia de las diaclasas en la morfología de la Sierra de Guadarrama".  
Conf. y Res. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 3.; 125-131.
- CARBONELL, A.- 1926.- "Hipótesis tectónicas -Noticia derivada acerca de la razón de las grandes manchas graníticas y de las formaciones orogénicas- Ideas relativas al caso de España".  
Congr. Geol. Int. de España. fasc. III.
- CARVALHO, D.- 1975.- "Lineament patterns and hypogene mineralization in Portugal".  
Estu. Not. Trab. do S.F.M. Portugal. 23. fasc 3-4.; 91-106.
- CARVALHO, D.- 1976.- "Considerações sobre o vulcanismo da região de Cercal-Odemira. Suas relações com a faixa piritosa".  
Comunic. Serv. Geol. Port. 60.; 215-238.
- CASIANO DEL PRADO.- 1862.- "Reseña Geológica de la provincia de Avila y la parte occidental de León".  
Junta General de Estadística.

- CASIANO DEL PRADO.- 1864.- "Descripción física y geológica de la provincia de Madrid".  
Junta General de Estadística.  
Reeditado en 1975 por el Col. Ing. de Cam. Can. y Puertos.  
Colección Cienc. Humanas e Ing. 2.; 352p.
- CASQUET MARTIN, C.- 1975.- "Metamorfismo plurifacial Hercínico intermedio de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español)".  
Estudios Geol. 31.; 217-239. C.S.I.C.
- CORCION, F.- 1976.- "Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (Madrid y Guadalajara)".  
Bol. del S.G.O.P. 40.; 189p.  
Informaciones y Estudios.
- CORETGE, G. y GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.- 1971.- "Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de S. Pedro (Cáceres)".  
I. Congr. Hisp-Luso-Am. Geol. Econ. 1.; 183-211.
- CUTANDA PERALES, J.- 1969.- "El terciario continental de Villaseca de Henares".  
Cuadernos de Geol. Ibérica. 1.; 77-115. C.S.I.C. Ito. de Geol. Econom.
- CHINNERY, M.A.- 1966.- "Secondary Faulting".  
Can. Jour. of Earth. Sc. 3.; 163-190.
- DANTIN CERECEDA.- 1912 a.- "Resumen fisiográfico de la Península Ibérica".  
Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Serie Geol. 4.
- DANTIN CERECEDA.- 1912 b.- "Nota preliminar sobre las relaciones de la red hidrográfica y del relieve en la Meseta de la Península Ibérica".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 12.; 524-540.

- FEBREL, T.; FUSTER, J.M. y de PEDRO, F.- 1958.- "Mapa Geológico de España".  
Explicación de la hoja 484. (Buitrago de Lozoya).  
I.G.M.E.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R.- 1970.- "La tectónica paleozoica del  
Guadarrama en la región de Buitrago de Lozoya".  
Bol. Geol. y Min. 81. (6).; 562-568.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R.- 1971.- "Los gneises glandulares del  
Guadarrama Oriental".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol). 69. (1).; 69-80.
- FERNANDEZ NAVARRO, L.- 1915.- "Monografía geológica del Valle del Lozoya".  
Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. serie Geol. 12.; 101 p:
- FERNANDEZ NAVARRO, L.- 1916.- "Sur la découverte d'un pointement basaltique  
dans la Sierra de Guadarrama (Espagne)".  
Comp. Rend. Ac. Sc. Paris. 162.; 252-254.
- FISCHER, Th.- 1894.- "Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberis-  
chen Halbinsel".  
Dr. A. Pettermanns Mitteil, Bd. 40.
- FUSTER, J.M.- 1951.- "Rocas de España Central III.: Granitos y lamprófidos  
del Puerto de Navacerrada (Segovia)".  
Estudios Geol. 7.; 431-441.
- FUSTER, J.M.- 1955.- "Transformaciones metasomáticas de los diques diabási-  
cos y lamprófidos de la Sierra de Guadarrama".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 53.; 99-128.
- FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C; GARCIA CACHO, L; MORA, A. y PEINADO,  
M.- 1974.- "Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifási-  
cos del Sistema Central Español".  
Bol. Geol. y Min. 85. (5).; 595-600. I.G.M.E.
- FUSTER, J.M. y FEBREL, T.- 1959.- "Mapa Geológico de España".

Explicación de la hoja 509. (Torrelaguna).

I.G.M.E.

- FUSTER, J.M. y GARCIA CACHO, L.- 1970.- "Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español)".  
Estudios Geol. 26.; 327-329. C.S.I.C.
- FUSTER, J.M. y GARCIA CACHO, L.- 1971.- "Discusión sobre el metamorfismo regional del Guadarrama oriental (Sistema Central - Español)".  
Acta. Geol. Hisp. 5.; 123-130.
- FUSTER, J.M. e IBARROLA, E.- 1951.- "Rocas de España Central- Pegmatitas y perfitas de Piedralaves (Avila)".  
Estudios Geol. 8 (13-14).; 7-28.
- FUSTER, J.M. e IBARROLA, E.- 1953.- "Rocas de España Central IV: Pórfidos y Lamprófidios mágnáticos de la Granja (Segovia)".  
Estudio Geol. 10 (18).; 193-224.
- FUSTER, J.M. y MORA, A.- 1970.- "El carácter del metamorfismo en el Macizo de La Cañada (Sistema Central Español)".  
Estudios Geol. 26. (3).; 317-321. C.S.I.C.
- FUSTER, J.M. y DE PEDRO, F.- 1954.- "Estudio geológico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama entre Torrelodones y Valdemorillo".  
Not. y Com. del I.G.M.E. 35.; 43-70.
- GALVEZ CAÑERO y ALZOLA, A. y JORDANA SOLER, L.- 1941.- "Mapa geológico de España".  
E. 1.50.000. Hoja 558. (Villaviciosa de Olón).  
I.G.M.E.
- GALVEZ CAÑERO y ALZOLA, A.; JORDANA SOLER, L. y KINDELAN, J.A.- 1950.-

"Mapa geológico de España".  
Explicación de la Hoja 580 (Méntrida).  
I.G.M.E.

- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.- 1953.- "Nota sobre el volcán del Gasco. Las Hurdes (Cáceres)".  
Estudios Geol. 9. (19).; 385-393.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.- 1956.- "Nota sobre algunas rocas de la parte Oeste de Guadarrama".  
Not. y com. del I.G.M.E. 41.; 69-100.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.- 1956 bis.- "Sobre los diques ácidos del Oeste de la Sierra de Guadarrama (España)".  
Congr. Geol. Inter. 20ª Sesión. Sección 11-A. Petrología y Mineralogía.; 53-64.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.- 1958.- "Excursión geológica por el bloque del Piélagos (Toledo-Avila)".  
Not. y Com. 50. 1er. fasc. I.G.M.E.; 75-93.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.- 1963.- "El dique diabásico del N. de Extremadura".  
Not. y Com. del I.G.M.E. 69.; 43-78.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.- 1965.- "La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres)".  
Not. y Com. del I.G.M.E. 77.; 129-164.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y CARNICERO, A.- 1973.- "El extremo noroeste del gran dique del Alentejo - Plasencia".  
Studia Geol. 6.; 73-84.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, J.R.- 1968.- "Sobre los ortoneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica".  
Acta. Geol. Hisp. 3.; 69-72.

- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y PARCA, J.R.- 1971.- "Características fundamentales de los sierrros de la provincia de Salamanca".  
Bol. Geol. y Min. 82. (3-4).; 287-290.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y TEIXEIRA, C (Directores).- 1975.- "Cartografía geológica del Macizo Hespérico del SW. de la Península Ibérica". E: 1:500.000.  
Public. Dep. Petrol. Univ. Salamanca.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.; CORRETGE, L.S. y BEA, F.- 1974.- "El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos en Extremadura (Estudio comparativo)".  
Bol. Geol. y Min. del I.G.M.E. 85. (3).; 308-337.
- GARRIDO MEJIAS y VILLENA.- 1977.- "El Trias Germánico en España. Paleogeografía y estudio secuencial".  
Cuad. Geol. Ibérica. 4.; 37-56.
- GARZON HEYDT, G.; GONZALEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R.- 1976.- "Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español".  
Stud. Geol. 10.; 7-16.
- GARZON HEYDT, G. y LOPEZ MARTINEZ, N.- 1978.- "Los roedores fósiles de los Barros (Avila). Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central".  
Estudios Geol. 34.; 571-575. C.S.I.C.
- GARZON HEYDT, G.- 1980.- "Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español) Ensayo de una cartografía geomorfológica".  
Tesis Doc. Fac. Cienc. Geol. Univ. Comp. (Inédita).  
425p.
- CAVALA, J.- 1953.- "Los filones argentíferos de Hiedelaencina".  
Bol. Geol. y Min. del I.G.M.E. 65.; 247-270.

- GUMIEL MARTINEZ, P.; MEDINA FERNANDEZ, E. y SANTOS GARCIA, J.A.- 1978.-  
"Litoestratigrafía y control estructural de la mineralización antimonífera de la franja calcárea-devónica de Alburquerque (Badajoz)".  
Bol. Geol. y Min. 89.; 39-52.
- GUROV YE.F. y GUROVA YE.P.- 1967.- "The tectonic setting of the dike belts of the Stanovoy Range".  
Geotectonics 1 (6).; 375-376.
- GUTIERREZ ELORZA, M.- 1970.- "Estudio geológico-estructural de la región Arcena-Cumbres Mayores (prov. de Huelva y Badajoz)".  
I.E.N. 224. I 1.; 150 p.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y RODRIGUEZ VIDAL.- 1978.- "Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central".  
Bol. Geol. y Min. 89 (2).; 109-113.
- HERNAN REGUERA, F.- 1970.- "Estudio de las relaciones granito-gneis y de la intensidad del metamorfismo en el sector del Cerro del Caloco (prov. de Segovia)".  
Tesina Licenciatura. Fac. Cienc. Univ. Comp. Madrid.  
Inédita.
- HERNANDEZ PACHECO, E.- 1929.- "Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo".  
Mem. de la R. Soc. Esp. Hist. Nat. 15. (Homenaje a D. Ignacio Bolívar).
- HERNANDEZ PACHECO, E.- 1934.- "Síntesis fisiográfica y geológica de España".  
Trab. Mas. de Cienc. Nat. (geol). 38.; 1-584.
- HERNANDEZ PACHECO, E.- 1955.- "Fisiografía del Solar Hispano".  
R. Acad. Cienc. Exact. Fis. y Nat. 16. Serie Cienc. Nat.

- HERNANDEZ PACHECO, F.- 1950.- "Rasgos fisiográficos y geológicos de La Vera, del tramo medio del Valle del Tiétar y del Campo Arañuelo".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol). 48.; 218-243.
- HERNANDEZ PACHECO, F.; ALBERDI ALONSO, M.T. y AGUIRRE ENRIQUEZ, E.- 1969.-  
"Proceso formativo y época de la Sierra de Guadarrama".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol) 67.; 225-237.
- HERNANDO COSTA, S.- 1977.- "Pérmico y triásico de la región Ayllón-Atienza (prov. de Segovia, Soria y Guadalajara)".  
Seminarios de Estratigrafía. Serie monografías. N° 2.; 408 p.
- JIMENEZ FUENTES, E.- 1972.- "El paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I.: Los escarpes del Tormes".  
Stvd. Geol. N° 3.; 67-110.
- JIMENEZ FUENTES, E.- 1973.- "El paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II.: La Falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas".  
Stvdia Geol. 5.; 107-136.
- JIMENEZ FUENTES, E.- 1975.- "Presencia de una fase de fracturación y de una discordancia prelutecienses en el Paleógeno de Salamanca".  
Estudios Geol. 31.; 615-624.
- JIMENEZ FUENTES, E.- 1977.- "Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora".  
Bol. Geol. y Min. 88. (5).; 357-364.
- JULIVERT, M.- 1965.- "Sur la tectonique hercynienne á nappes de la Chaîne Cantabrique (étude géologique de la région á l'Est du bassin central, Espagne)".  
Bull. Soc. Geol. Fr. 7 (7ª Serie) (4).; 644-651.
- KINDELAN y HERNANDEZ PACHECO.- 1952.- "Mapa geológico de España".  
E. 1:50.000. Hoja n° 602. (Navamorcuende). I.G.M.E.

- LOPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L.- 1975.- "El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español".  
Mem. del I.G.M.E. 86.; 127.
- LOPEZ VERA, F.- 1975.- "Hidrogeología regional de la cuenca del río Jarama - en los alrededores de Madrid".  
Mem. del I.G.M.E. 91.; 226 p.
- LORENZ, V.- 1976.- "Formation of Hercynian subplates possible causes and consequences".  
Nature. 262.; 374-377.
- LORENZ, V. y NICHOLLS, I.A.- 1976.- "The Permian Carboniferous Basin and Range Province of Europe. An application of plate tectonics".  
In: H. FALKE (Ed.).  
The Continental Permian in Central. West. and South Europe.  
313-342. DORDRECHT (Holanda).
- LOTZE, F.- 1929.- "Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)".  
Beit. Z. Geol. d. West. Medit. Gebiert, nº 3.- Abb. de Gesellschaft d. Wissens. Z. Göttingen, Math-Phys. Kl., N.F. XIV nº 2.  
(Trad. por M. San Miguel de la Cámara en: Publicaciones extranjeras sobre geología de España. 8. C.S.I.C. 1954-1955).
- LOTZE, F.- 1945.- "Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta".  
Geotek. Forsch. Cuad. 6.; 78-92.  
(Trad. por J.M. Rios - Observaciones respecto a la división de los Variscidos de la Meseta Ibérica. Public. Extr. Geol. Esp. 5.; 149-166. C.S.I.C.
- MACPHERSON, J.- 1879.- "Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica".  
Anal. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 8.; 5-26.
- MACPHERSON, J.- 1880.- "De las relaciones entre las rocas graníticas y -

porfiricas".

Anal. Soc. Esp. Hist. Nat. 9.

MACPHERSON, J.- 1883 y 1884.- "Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España (y continuación)".

Anal. Soc. Esp. Hist. Nat. 12.; 341-378.; 13.; 365-418.

MACPHERSON, J.- 1901.- "Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica".

Anal. Soc. Esp. Hist. Nat. 30.; 123-166.

MACPHERSON, J.- 1906.- "Sobre los gabarros del granito".

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 6.; 111-113.

MALLADA, L.- 1895.- "Rocas hipogénicas y Sistema estrato cristalino".

Exp. Map. Geol. de España. 1.; 568. I.G.M.E.

MALLADA, L.- 1896.- "Sistemas Cambriano y Siluriano".

Exp. Map. Geol. y Min. de España. 2.; 516. I.G.M.E.

MALLADA, L. y DUPUY DE LOME, E.- 1912.- "Reseña geológica de la provincia de Toledo".

Bol. del Inst. Geol. y Min. de España. 33.; 9-82. (tomo 13 de la 2ª serie).

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA.- 1966.- esc. 1:1.000.000

Recopilado bajo la dirección de D. Félix Aranguren Sabas.  
6ª Edición. I.G.M.E.

MAPA TECTONICO DE LA PENINSULA IBERICA Y BALEARES.- 1974.- esc. 1:1.000.000.

Contribución al mapa tectónico de Europa. 113p.  
Inst. Geol. y Min. de España.

MARCOS, A.- 1968 a.- Nota sobre el significado de la "Leon line".

Breviora Geol. Astúrica año 12. nº 3.; 1-5.

- MARCOS, A.- 1968 b.- "La tectónica de la unidad de la Sobia-Bodon".  
Trab. de Geol. nº 2.; 59-87. Fac. Cienc. Univ. Oviedo.
- MARTIN CALVO.- 1968.- "El filón de Navarredonda (Avila). Caracteres petrográficos, mineralógicos y metalogénicos".  
Bol. Geol. y Min. 79, IV.; 407-411.
- MARTIN CARDOSO, G.- 1918.- "Bosquejo geológico y geográfico de la Sierra de S. Vicente (Toledo)".  
Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. 18.; 516-523.
- MARTIN CARDOSO, G.- 1953.- "Resúmen y comentarios al estudio de Robert - Clemens Heim sobre el metamorfismo en la región de - Buitrago, de la Sierra de Guadarrama".  
Not. y Com. del I.G.M.E. nº 3.; 37-51.
- MARTIN DONAYRE, F.- 1879.- "Descripción física y geológica de la provincia de Avila".  
Mem. del Inst. Geol. y Min. 297.
- MARTIN ESCORZA, C.- 1971.- "Estudio mesotectónico de los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (prov. Avila - Toledo)".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)69.; 303-327.
- MARTIN ESCORZA, C.- 1974.- "Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina'- Escalona (prov. de Toledo)".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol). 72.; 141-160.
- MARTIN ESCORZA, C.- 1976.- "Actividad tectónica, durante el Mioceno, de

las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo".

Estudios Geol. 32.; 509-522.

MARTIN ESCORZA, C. y HERNANDEZ ENRILE, J.L.- 1972.- "Contribución al conocimiento de la geología del Terciario occidental de la Fosa del Tajo".

Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol). 70.; 171-190.

MARTINEZ ALVAREZ, J.A.- 1968.- "Consideraciones respecto a la zona de fractura (Falla Cantábrica), que se desarrolla desde Avilés (Asturias) hasta Cervera del Pisuerga (Palencia)".

Acta. Geol. Hisp. 3. nº 5.; 142-144.

MARTINEZ ALVAREZ, J.A.- 1970.- "Consideraciones sobre el trazado de las hercínides en la zona septentrional de la Península Ibérica".

Acta. Geol. Hispánica. 5. Nº 2.

MARTINEZ ALVAREZ, J.A.- 1974.- "Consideraciones sobre la posición geoestructural de la Península Ibérica".

Bol. Geol. y Min. 85.; 513-517.

MARTINEZ ALVAREZ, J.A.- 1975.- "Esbozo de un modelo geotectónico de los hercínides ibéricos".

Bol. Geol. y Min. 86 (1).; 1-4.

MARTINEZ DE PISON, E y MUÑOZ JIMENEZ, J.- 1972.- "Observaciones sobre la morfología del Alto Gredos".

Est. Geogr. 33.; 597-690. C.S.I.C.

MATTAUER, M.- 1976.- "Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre".

Ed. Omega.; 524. P

- MC MAHON MOORE, J.- 1975.- "A mechanical Interpretation of the Vein and Dyke Systems of the S.W. England Orefield".  
Mineral Deposita. 10.; 374-389.
- MENDES, F.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. y FERNANDEZ SANTIN.- 1972.- "L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Systeme Central Espagnol)".  
Rev. Fac. Cienc. de Lisboa. 2ª Serie C. Vol. XVII. fasc 1.; 345-365.
- MENDUIÑA, J.- 1978 a.- "Hipótesis sobre la tectónica global de la Península Ibérica".  
Bol. Geol. y Min. 89. (1).; 15-21.
- MENDUIÑA, J.- 1978 b.- "Geotermismo y Minería".  
Bol. Geol. y Min. 89. (6).; 564-570.
- MENENDEZ PUGET, L.- 1931.- "Gabarros del granito de Alpedrete".  
Not. y Com. del I.G.M.E. nº 3.; 58-59.
- MOODY, J.D. and HILL, M.J.- 1956.- "Wrench-fault tectonics".  
Geol. Soc. Am. Bull. 67.; 1207-1246.
- MOCRE McM, J. and AL SHANTI, A.M.- 1973.- "The Use of Stress Trajectory Analysis in the Elucidation of Part of the Najd Fault System, Saudi Arabia".  
Proc. Geol. Ass. 84. (4).; 383-403.
- MULAS SANCHEZ, J.- 1961.- "Granates, andalucitas y turmalinas de las rocas del complejo metamórfico de Cebreros".  
Not. y Com. del I.G.M.E. nº 62.; 195-213.
- MULAS SANCHEZ, J.- 1963.- "Consideraciones sobre catorce granitos químicamente no eruptivos".  
Not. y Com. del I.G.M.E. nº 71.; 39-46.

- NODAL RAMOS, M.T. y AGUEDA VILLAR, J.A.- 1976.- "Características de la sedimentación cretácico-terciaria en el borde septentrional de la Cuenca del Tajo".  
Estudios Geol. 32.; 115-120.
- OEN ING SOEN, 1970.- "Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal".  
Bol. Geol. y Min. 81.; 157-184. I.G.M.E.
- ORDÓÑEZ, S.- 1974.- "Estudio petrológico del Centro-Sur de la provincia de Salamanca".  
Estudios Geol. 30.; 549-567.
- PARDO TIRAPU, G.- 1972.- "Estudio geoestructural de la parte oriental del Macizo de Ojos-Albos (prov. de Avila)".  
Tesis Fac. Cienc. Geol. Univ. Compl. 65. Inédita. Madrid.
- PARGA, J.R.- 1969.- "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico".  
Trab. del Lab. Geol. de Lage. nº 37.; 15. Lage. (La Coruña).
- PARCA, J.R.- 1970.- "Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas".  
Bol. Geol. y Min. 81 (2-3).; 115-143.
- PEDRAZA GILSANZ, J.- 1973.- "Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña de Cenicientos".  
Bol. Geol. y Min. 84. nº 1.; 1-14.
- PEDRAZA GILSANZ, J.- 1976.- "Algunos procesos morfológicos recientes en el valle del río Alberche (sistema central español). La -

depresión de Aldea del Fresno-Almorox".

Bol. Geol. y Min. 87. 1.; 1-12.

PEDRAZA GILSANZ, J.- 1978.- "Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)".

Tesis Doctoral. Fac. Cienc. Geol. Univ. Compl.; 540.

DE PEDRO, F. y SANCHEZ VEGA, S.- 1956.- "Relaciones entre la fisiografía y las fracturas de la Sierra de Guadarrama (España Central)".

23 Congr. Luso-Esp. Prog. de las Ciencias. Coimbra.

PEINADO, M.- 1970.- "Carácter del metamorfismo en el macizo metamórfico El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)".

Estudios Geol. 26.; 323-326. C.S.I.C.

PEINADO; M.- 1973.- "Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)".

Tesis Doctoral. Fac. Cienc. Univ. Compl.; 199.

PEÑA, A.- 1876.- "Reseña geológica de la provincia de Toledo".

Bol. Com. del Mapa Geológico, 3.

PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J.M. y BERTOLIN, M.- 1971.- "Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira".

I. Cong. Hisp.-LusoAm. de Geol. Econom.

Sección 1. t. 1.; 357-376.

PRICE, N.J.- 1966.- "Fault and Joint Development in Brittle and Semibrittle Rock".

Pergamon Press. 176p.

- PRICE, M.J.- 1968.- "A dynamic mechanism for the development of second order fault".  
In: Baer and Norris Ed. "Proceeding Conference on Research in Tectonics (kink-bands and Brittle Deformation)".  
Geol. Surv. of Canada. G.S.C. Paper 68-52.; 49-78.
- QUESADA GARCIA, A.- 1960.- "Falla de desgarre en el S.W. de la Península Ibérica".  
Not. y Com. del I.G.M.E. 58.; 163-182.
- QUIROGA, F.- 1885.- "Noticias petrográficas (segunda parte). Diabasas de la provincia de Avila".  
Anal. Soc. Esp. Hist. Nat. 14 (1).; 97-105.
- RAMBAUD, F.- 1978.- "Distribución de los focos volcánicos y yacimientos en la banda pirítica de Huelva".  
Bol. Geol. y Min. 89. 3.; 223-233.
- RAMOS, A. y SOPEÑA, A.- 1976.- "Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector Tamajón-Pálmaces de Jadraque (Guadalajara)".  
Estudios Geol. 32.; 61-76.
- RIDING, R.- 1979.- "Model of the Hercynian Foldbelt".  
Earth and Planetary Sc. Lett. 24.; 125-135.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T.- 1977.- "Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. II. Tectónica".  
Bol. Geol. y Min. 88.; 273-299.
- ROERING, C.- 1968.- "The geometrical significance of natural en-echelon crack-arrays".  
Tectonophysics 5 (2).; 107-123.

- ROSALES, F.; CARBO, A. y CADAVID, S.- 1977.- "Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales".  
Bol. Geol. y Min. 88 (6).; 567-573.
- ROSALES, F. y UBANEILL, A.G.- 1979.- "Localización geofísica del dique de Plasencia en la Cuenca del Duero".  
I. Reunión Regional sobre la geología de la Cuenca del Duero. Salamanca.  
Bol. Geol. y Min. (en prensa).
- ROYO GOMEZ, J.- 1934.- "Sobre la tectónica de los aluviones dados anteriormente como diluviales".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 34.; 82.
- SAAVEDRA, J. y SANCHEZ, A. G. con la colaboración de RODRIGUEZ PEREZ, S.,  
HERRERO PAYO, J. y RAMOS ESTRADA, V.- 1974.- "Consideraciones geoquímicas sobre las rocas graníticas del área de Villar de Peralongso (Salamanca)".  
Bol. Geol. y Min. 85.; 66-72.
- SAEFTTEL, H.- 1961.- "Paleogeografía del Albense en las cadenas celtibéricas de España".  
Not. y Com. del I.G.M.E. 63.; 163-192.
- SAMPER, J.- 1977.- "Estudio metalogénico y evolución de la minería en la mina Mónica de Bustarviejo".  
Tecniterrae. 19.; 14-22.
- SANCHEZ DE LA FUENTE, J.; VALLEJO PEREZ DE AYALA, G.; MARTINEZ LOPEZ, R.  
y BAEZ ROJANO DIAZ, I.J.- 1971.- "La serie metamórfica de Hiendelaencina y su cobertura paleozoica".  
I. Congr. Hisp-Luso-Amer. de Geología Econom. serie 1.  
t. 1.; 435-448.

- SAN MIGUEL ARRIBAS, A. y FERNANDEZ POLO, J.A.- 1959.- "Observaciones sobre la génesis de los pórfidos graníticos".  
Estudios Geol. 15.; 335-340.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M.- 1954.- "Las pegmatitas del área metamórfica del núcleo anticlinal de Honrubia".  
Public. Fac. de Cienc. de Barcelona.; 87-94.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M.; FUSTER, J.M. y DE PEDRO, F.- 1956.- Mapa - geológico de España.  
Explicación de la hoja nº 533.  
(San Lorenzo de El Escorial). I.G.M.E.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. y GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.- 1960.- Mapa - geológico de España.  
Explicación de la hoja nº 532.  
(Las Navas del Marqués). I.G.M.E.
- SANZ DONAYRE, J.J.- 1979.- "El Corredor de Béjar"  
Inst. Geogra. Aplicada.; 195. C.S.I.C.
- SCHERMERHORN, L.J.C.- 1971.- "An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt".  
Bol. Geol. y Min. 82.; 239-268.
- SCHERMERHORN, L.J.G.; PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.TH. y VERSCHURE, R.H.- 1978.- "Age and origin of the - Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the north - Atlantic Ocean".  
Journal. Geol. 86.; 299-309.
- SCHMIEDER, O.- 1915.- "Die Sierra de Gredos".

Mitteil. der Geograph. Gesellschaft in München. T. 10.  
nº 1.; 1-60.  
Traducido por: Estudios geográficos. t. 14.; 629-653  
en 1953.

SCHROEDER, E.- 1930.- "Der Grenzgebiete von Guadarrama und hesperischen Ketten".  
Sond. Abth. d. Ges. Wisch. 2 Gottingen Mat-Phys. Kl.  
N.F.B.  
Traducido por: M. San Miguel de la Cámara en Public.  
Extr. Geol. Esp. IV.; 234-295. en 1948.

SCHWENZNER, J.E.- 1937.- "Zur Morfologie des Zentrals Spanischen Hochlandes".  
Georg. Abhandl 3ª ser. H. 10.; 1-128.  
Traducido y resumido por: C. Vidal Box "La morfología  
de la región montañosa central de la Meseta Española".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 41.; 121-148. en 1943.

SOERS, E.- 1972.- "Stratigraphie et Geologie structurale de la partie  
orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)".  
Studia. Geol. 4.; 7-94.

SOLE SABARIS, L.- 1954.- "España. Geografía Física". T. 1. en: TERAN, Manuel de: "Geomorfología de España y Portugal".  
Ed. Montaner y Simón. S.A. Barcelona.

STOJANOV, S.- 1979.- "Tension in shear zones"  
in: Abstracts of the international conference on "Shear  
Zones in Rocks - Barcelona -"; 32-33.

SYME GASH, P.J.- 1971.- "A study of surface features relating to brittle  
and semibrittle fracture.

Tectonophysics 12 (5).; 349-391.

TAMAIN, G.- 1975.- "Mégatectonique, linéaments et fracturation profonde dans la Meseta Ibérique".

Rev. Geogra. Phys. et Geol. Dynam. 17. Fasc. 4.;  
375-392. Paris.

TEIXEIRA, C.- 1955.- "Notas sobre geologia de Portugal. O complexo xisto-grauvácico ante-ordovícico".

Ed. autor.; 50p.

TEIXEIRA, C.; CANILHO, M.H. et LOPES, J.C.- 1971.- "Le grand dyke doléritique de L'Alentejo".

Bol. Geol. y Min. 82.; (3-4).; 346-350.

TEIXEIRA, C. y TORRE DE ASSUMÇÃO, C.- 1958.- "Rochas básicas de facies gabbroica e dolorítica intrusivas nos granitos da Beira".

Rev. Fac. Cienc. Lisboa. 2ª Serie C. V. 6.; 81-123.

THOMAS, G.E.- 1974 a.- "Lineament-Blok Tectonics; Williston-Blood Creek Basin".

Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 58 (7).; 1305-1322.

THOMAS, G.E.- 1974 b.- "The Crustal Fracture System of North America and its possible origin".

New Basement Tectonics Contribution, 60.; 537-554.

TORRE DE ASSUMÇÃO, C.- 1949.- "Sobre uma intrusão dolorítica no Antracólítico do Baixo-Alentejo".

Bol. Soc. Port. de Cienc. Naturales. V. 2. serie 2ª.  
fasc. 1.; 66-74.

TORRE DE ASSUMÇÃO, C.- 1951.- "Os doleritos pigeonfíticos de guimismo paci-

fico do sul de Portugal".

Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc. Univ. de Lisboa.

19. Serie 6.; 109-117

TORRE DE ASSUMÇÃO, C.- 1951 Bis.- "Doleritos da região de Aljustrel".

Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc. Univ. de Lisboa.

19. Serie 6.; 119-122.

TORRE DE ASSUMÇÃO. y CORREIA PERDIGAO, J.- 1962.- "Sobre o prolongamento do alinhamento filoniano dolerítico de Odemira-Vidigueira - até Ouguela".

Com. Serv. Geol. Portugal. 46.; 349-363.

UBANELL, A.G.- 1975.- "Localización de una depresión terciaria en el curso alto del Alberche (Sistema Central Español)".

Bol. Geol. y Min. 86. (5).; 478-484.

UBANELL, A.G.- 1976 a.- "Los diques aplíticos de Almorox-Navamorcuende (Sistema Central Español) en relación con los decrochements dextrales tardihercínicos".

Comunic. Ser. Geol. Port. 60.; 53-68.

UBANELL, A.G.- 1976 b.- "Nota sobre un dique de tendencia sienítica de la provincia de Avila".

Bol. Geol. y Min. 87. (3).; 223-225.

UBANELL, A.G.- 1977 a.- "Modelo de fracturación de la región central española basado en las imágenes multiespectrales obtenidas por satélite".

Studia Geológica. XII.; 195-206.

UBANELL, A.G.- 1977 b.- "Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español".

Bol. Geol. y Min. 88. (5).; 365-370.

UBANELL, A.G.- 1977 c.- "Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la meseta Ibérica".

Bol. Geol. y Min. 88. (6).; 508-512.

UBANELL, A.G.; GARZON, G.; DE LA PEÑA, J.A.; BUSTILLO, A. y MARFIL, R.- 1978.-

"Estudio de procesos de alteración hidrotermal en rocas graníticas y sedimentarias (prov. de Avila)".

Estudios Geol. 34.; 151-160.

UGIDOS MEANA, J.M.- 1974 a.- "Características del metamorfismo en el área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)".

Bol. Geol. y Min. 85. (1).; 73-81. I.G.M.E.

UGIDOS, J.M.- 1974 b.- "Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila y áreas adyacentes (Avila-Cáceres)".

Studia Geol. 7.; 63-86.

UGIDOS MEANA, J.A.- 1974 c.- "Características petrográficas y químicas de los granitos rosa al N. y N.E. de Béjar (Salamanca): Aspectos petrogenéticos".

Studia Geol. 8.; 7-12.

UGIDOS MEANA, J.A. y FERNANDEZ LAGUNA, F.J.- 1973.- "El metamorfismo al E. de Plasencia (Cáceres)".

Studia Geol. 6.; 65-73.

VALLE DE LERSUNDI, J. del.- 1959.- "Sobre la posible existencia de una importante falla en el S.O. de la Península".

Not y Com. del I.G.M.E. 56.; 103-108.

VAN DER VOO.- 1969.- "Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula".

Tectonophysics 7. (1)., 5-56.

VAN HOUTEN, F.B.- 1976.- "Late Variscan nonmarine deposits, Northwestern

Africa: Implications for Pre-Drift North-Atlantic reconstructions".

Am. Journal of Sc. 276.; 671-693.

VAUDOUR, J.- 1977.- "Contribution a l'estude geomorphologique d'une région mediterranéenne semi-aride. La région de Madrid. Alterations, sols et paleosols".  
Thèse (Resúmen) Université d'Aix-Marseille. 11 p.

VEGAS, R.- 1974.- "Las fallas de desgarre del S.O. de la Península Ibérica".  
Bol. Geol. y Min. 85. (2).; 153-156.

VEGAS, R.- 1975.- "Wrench (transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications".  
Geol. Rundschau. 64. (1).; 266-278.

VEGAS, R. y MUÑOZ, M.- 1976.- "El contacto entre las zonas Surportuguesa y Ossa-Morena en el S.W. de España. Una nueva interpretación".  
Comunica. Serv. Geol. Port. 60.; 31-51.

VIDAL BOX, C.- 1930.- "Notas Petrográficas".  
Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. 30.; 83-86.

VIDAL BOX, C.- 1934.- "Formación sienítica del Puerto de la Cueva del Maragato (Avila)".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 34. (1).; 117-120.

- VIDAL BOX, C.- 1937.- "Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Avila".  
Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. 37.; 79-106.
- VIDAL BOX, C.- 1942.- "La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama".  
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 40 (3-4).; 117-132.
- VINDEL, E.- 1980.- "Estudio mineralógico y metalogénico de las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)".  
Tesis. Fac. Cienc. Geol. Univ. Compl.; 249. (Inédita).
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. y SOPENA, A.- 1973 a.- "Nota previa sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central".  
Acta Geol. Hisp. 8.; 73-80.
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. y SOPENA, A.- 1973 b.- "La sédimentation permienne au centre de L'Espagne".  
C. R. somm. S.G.F. Paris.
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. y SOPENA, A.- 1976.- "Le Permien en Espagne".  
In: H. Falke (ed.) The Continental Permian in Central, West and South Europe.; 91-109.  
Reidel Publishing Company (Holanda).
- WAGER, L.R. y DEER, W.A.- 1938.- "A dyke swarm and crustal flexure in East Greenland".  
Geol. Mag. 75.; 39-46.

ZABRODIN V. YU.- 1967.- "Joiting and Cleavage in the Lanskiy Fault Zone  
(Dzhagdy Range, Soviet Far East)".  
Geotectonics 1 (1).; 64-65.

