

ESTUDIO GEOLOGICO Y PETROLOGICO DE LOS MATERIALES
PALEOZOICOS AFLORANTES EN UN SECTOR DE LAS
SIERRAS DE VICORT Y ALGAIREN
(PROVINCIA DE ZARAGOZA)



ANA MARIA NAVAS IZQUIERDO

JUNIO 1986

Memoria elaborada para obtener el grado de Licenciatura, dirigida por el Doctor Dr. Juan Tena Calvo, Profesor Titular - del Departamento de Petrología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Zaragoza.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se ha realizado en el Departamento de Petrología de la Sección de Ciencias Geológicas (Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza), a quien quiero agradecer la hospitalidad y los medios prestados.

Mi más sincero agradecimiento al Dr. D. Juan Tena Calvo, director de este trabajo, por sus valiosas sugerencias y su constante ayuda durante la realización del mismo.

Al Dr. D. Vicente Sánchez Cela, director del Departamento de Petrología, por su colaboración y facilidades prestadas para la elaboración de esta memoria.

Al Dr. D. Francisco Lopez Aguayo, director del Departamento de Cristalografía y Mineralogía, por sus sugerencias en la interpretación de los difractogramas de rayos X, y por la suministración de bibliografía.

Al Dr. D. Francisco Alberto Gimenez (C.S.I.C.) por su apoyo y sus valiosas aportaciones en el estudio de arcillas.

A. D. Roberto García del Instituto de Geología (C.S.I.C., Madrid) por la obtención de los difractogramas de rayos X.

A. D. Juan Mandado y a todos los compañeros del Departa
mento por la ayuda prestada.

A los Dres. D. Eladio Liñán y D. Enrique Villas, por su
colaboración; al Dr. D. Andrés Pocovi y a D. Juan Vilchez por sus su
gerencias e información sobre la estructura del área.

A Doña Ana M^a Torrijo Herrera por la cuidada mecanografía.

A mi familia que en todo momento me ha prestado su incon
dicional apoyo.

A todos ellos, quiero expresar mi más sincero agradece-
miento por la ayuda que de una u otra manera me han prestado y que ha
contribuido a la culminación del presente trabajo.

I N D I C E

PAGS.

1.- INTRODUCCION.	1
1.1.- Situación geográfica	1
1.2.- Marco geológico	5
1.3.- Antecedentes	7
1.4.- Objetivos	13
1.5.- Metodología	14
2.- RASGOS GEOMORFOLOGICOS.	18
3.- CARACTERES ESTRATIGRAFICOS Y LITOLOGICOS	23
3.1.- Precámbrico	25
3.2.- Cámbrico inferior y medio	26
3.3.- Cámbrico superior-Ordovícico inferior	29
3.4.- Ordovícico medio-superior	34
3.5.- Silúrico	38
3.6.- Triásico	39
3.6.1.- Facies Buntsandstein.	39
3.6.2.- Facies Muschelkalk	40
3.7.- Mioceno	41
3.8.- Plioceno-Cuaternario	42
3.8.1.- Plio-Pleistoceno	42
3.8.2.- Pleistoceno	42
3.8.3.- Holoceno	43

4.-	CARACTERES ESTRUCTURALES.	44
4.1.-	Rasgos generales.	44
4.2.-	Identificación y descripción de unidades estructurales	53
	a) Zona estructural de Vicort	53
	b) Zona estructural de Algairén.	54
	c) Fosa de Morés.	55
	d) Zona estructural de Ricla	56
4.3.-	Estructuras tectónicas	57
	4.3.1.- Estructuras a escala cartográficas: macroestructuras	58
	4.3.1.1.- Pliegues.	58
	4.3.1.2.- Fallas	59
	4.3.1.3.- Descripción de la fracturación de la zona.	60
	4.3.1.4.- Emplazamiento de filones de cuarzo	67
	4.3.2.- Estructuras a escala de afloramientos: meso y microestructuras	68
	4.3.2.1.- Estructuras planares: esquistosidad	69
	4.3.2.2.- Estructuras lineares.	74
4.4.-	Resumen de caracteres estructurales	75
5.-	CARTOGRAFIA Y CORTES GEOLOGICOS.	81
6.-	PALEOGEOGRAFIA.	83

7.-	PETROLOGIA.	91
7.1.-	Introducción	91
7.2.-	Columnas litológicas	92
7.2.1.-	Columna I. Barrio Pietas	95
7.2.2.-	Columna II. Vértice del Nevera	98
7.2.3.-	Columna III. Barranco de Valtuerto.	102
7.2.4.-	Columna IV. Barranco de la Aldehuela	107
7.2.5.-	Columna V. Barranco de Valdehoz	111
7.2.6.-	Columna VI. Barranco de las Adivinas	114
7.2.7.-	Columna VII. Barranco del Horcajo	123
7.2.8.-	Columna VIII. Barranco del Vardalgal	127
7.3.-	Estudio petrográfico de láminas delgadas. Tipos petrográficos.	132
7.3.1.-	Introducción.	132
7.3.2.-	Tipos petrográficos	139
7.3.2.1.-	Samitas	140
7.3.2.1.1.-	Cuarcitas	140
7.3.2.1.1.1.-	Cuarcitas s.s.	141
7.3.2.1.1.2.-	Cuarcitas feldespáticas	145
7.3.2.1.1.3.-	Ortocuarcitas	147
7.3.2.1.2.-	Areniscas.	150
7.3.2.1.3.-	Grauwacas	154
7.3.2.2.-	Pelitas.	156
7.3.2.2.1.-	Limolitas	156
7.3.2.2.1.1.-	Limolitas s.s.	157
7.3.2.2.1.2.-	Limolitas feldespáticas	160
7.3.2.2.1.3.-	Limolitas ferruginosas	162
7.3.2.2.1.4.-	Limolitas arenosas	164

7.3.2.2.2.- Argilitas	166
7.3.2.3.- Rocas carbonáticas	170
7.3.2.3.1.- Calizas	170
7.3.2.3.2.- Dolomías	172
7.4.- Identificación y descripción de procesos petro- genéticos	175
7.4.1.- Procesos diagenéticos en rocas detríticas.	177
7.4.1.1.- Procesos macroscópicos	177
7.4.1.2.- Procesos microscópicos	183
7.4.2.- Procesos diagenéticos en rocas carbonáticas.	195
7.5.- Influencia de la tectónica en las característi- cas petrológicas.	199
7.6.- Texturas y estructuras sedimentarias observadas al microscopio	202
7.7.- Resumen de características petrológicas	204
8.- ESTUDIO MINERALOGICO POR DIFRACCION DE RAYOS X	215
8.1.- Introduucción	215
8.2.- Identificación mineralógica	217
8.3.- Cristalinidad de la illita	221
8.4.- Resumen de características	227
8.5.- Consideraciones.	230
9.- CONCLUSIONES	233

A P E N D I C E

I.- Descripción petrológica y petrográfica de láminas delgadas.	247
II. Fotomicrografías	332
III. Bibliografía	342

A N E X O S

- I.- Columnas litológicas
- II.- Cortes geológicos
- III.- Cartografía geológica. E. 1:25.000



1.- INTRODUCCION

1.1.- SITUACION GEOGRAFICA

La zona objeto del presente estudio, se encuentra situada al SO de la provincia de Zaragoza, en la mitad occidental del cuadrante III de la hoja 410 (La Almunia de Doña Godina) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 (Fig. 1).

Su demarcación geográfica viene definida por las coordenadas:

	Geográfica. Meridiano de Madrid		UTM
LONGITUD	41° 20'	- 41° 25'	45'7700 - 45'8600
LATITUD	2° 10'	- 2° 16'	6'2400 - 6'3200

Ocupa una superficie de aproximadamente 80 km², con forma cuadrangular, y en el área quedan incluidos los siguientes núcleos de población: Aldehuela de Santa Cruz, Aluenda, El Frasnó, Inogés, Santa Cruz de Grío y Viver de Vicort.

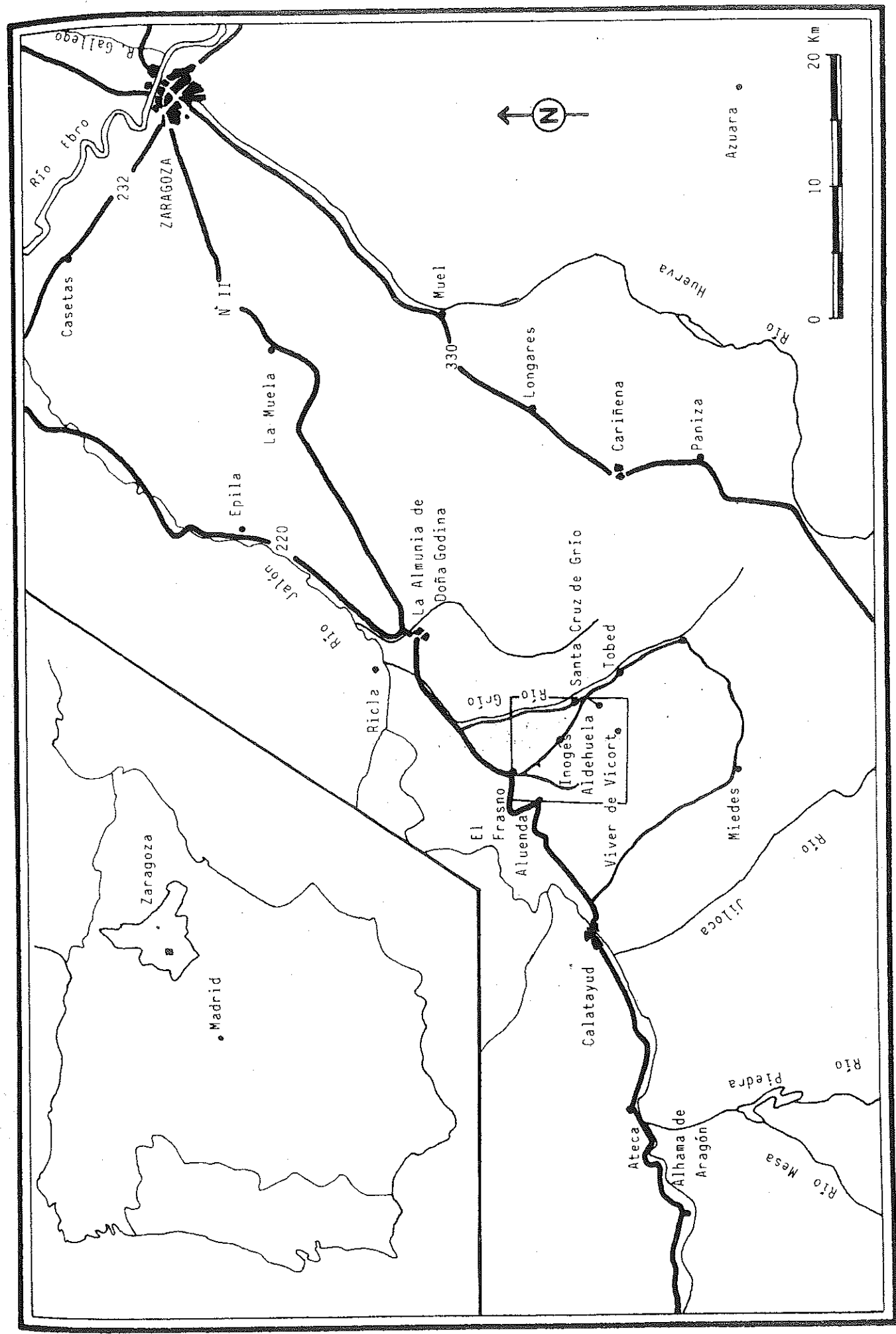


Figura 1.- Situación geográfica y accesos

Las Sierras de Vicort y Algairén corresponden respectivamente a los límites suroccidental y nororiental del área de estudio. Al NE, y ya fuera de la zona, se sitúa la depresión del Ebro y al SO la depresión de Calatayud - Teruel.

El único curso continuo de agua es el río Grío, afluente del Jalón, que atraviesa la zona por su extremo oriental de Sur a Norte a lo largo de 8 km., y supone la división natural entre las Sierras de Vicort y Algairén. Completan el sistema hidrográfico del área los cursos intermitentes de los barrancos tributarios del río Grío por ambos márgenes y los que vierten al Perejiles o directamente al Jalón, como el Barranco del Cubo.

El relieve es muy acusado, con altitud media de 700-800 m.; las cotas mínimas se encuentran en el cauce del río Grío, siendo a la altura de la Paridera de Valdargal de 500 m. Las cotas máximas se alcanzan en la Sierra de Vicort, en el Pico del Rayo (1.431 m.) y el Nevera (1.411 m.), formando ambos parte de una línea de cumbres de dirección NO-SE, en la que se encuentran otros vértices geodésicos como el Piquillo (1.120 m.), el Pico (1.203 m.) y el Collado Mayor (1.159 m.).

El clima es de tipo continental, con temperaturas muy bajas en invierno debido a la influencia de la Sierra, que se deja sentir tanto en el régimen de los vientos como en el de las lluvias. Según la clasificación climática de Thornthwaite, aplicada por LISO y ASCASO (1969), el clima es subhúmedo y mesotérmico II.

En lo que se refiere al uso del suelo y otros recursos naturales, el valle del río Grío proporciona una pequeña y fértil vega con regadíos de policultivos tradicionales, que se completan agrícolamente

con cultivos en secano de árboles frutales (cerezos, olivos y almendros) que constituyen la principal fuente de riqueza. Los cultivos de cereales son escasos dado lo abrupto del relieve y la falta de suelo laborable que sólo permite la implantación de especies vegetales con fuerte y penetrante sistema radicular. En esta parte de la Sierra es característica la presencia espontánea de monte bajo, representado por chaparros, aliagas, romero y otras especies herbáceas que soportan una pequeña carga ganadera. Las repoblaciones forestales de pino carrasco constituyen formaciones cerradas en las áreas del Nevera y Redondillo.

En la actualidad no existen explotaciones mineras en la zona de estudio, pero en el Frasnó se han beneficiado en otras épocas pequeñas bolsadas de óxidos e hidróxidos de Fe. En Santa Cruz de Grío, en la margen derecha del río Grío y en la Sierra de Algairén, se citan mineralizaciones de cobre y bario. Por otra parte, cabe señalar que de las terrazas del río Grío se han extraído gravas y arenas gruesas para áridos, de consumo preferente en las localidades más próximas.

Se accede a la zona desde Zaragoza por la carretera N-II - hasta El Frasnó y Aluenda. A partir de El Frasnó, una carretera comarcal recorre la zona, sirviendo de enlace entre los municipios existentes.

1.2.- MARCO GEOLOGICO

La Cordillera Ibérica, alineada en dirección NO-SE, constituye un gran sistema montañoso que limita la Depresión del Ebro por el Sur desde Burgos hasta las costas valencianas, sirviendo en líneas generales de divisoria de aguas entre la cuenca de este río y las del Duero, Tajo y Segura.

En el conjunto de la Ibérica se pueden distinguir tres unidades: la noroccidental, en la que destaca como núcleo más importante la Sierra de la Demanda, la central, subdividida en dos ramas conocidas como Castellana y Aragonesa, que siguen la dirección general de la cordillera, y la sudoriental de límites más confusos, ya que mientras al Este se hunde en el mar, hacia el Nordeste se continúa en las Cordilleras Costero-Catalanas y por el Sudeste enlaza con las Sierras Subbéticas.

La zona de estudio se emplaza en el borde Nororiental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en lo que constituye el núcleo hercínico principal (Fig. 2).

Los materiales precámbricos y del zócalo Paleozoico (Cámbrico, Ordovícico, Silúrico) son los que más extensamente afloran en el área, disponiéndose sobre ellos y en discordancia mediante un conglomerado basal, los materiales triásicos de la cobertera mesozoica.

Depósitos coluviales pliocuaternarios que parten del pie de las Sierras de Vicort y Algairén, cubren de forma irregular los materia

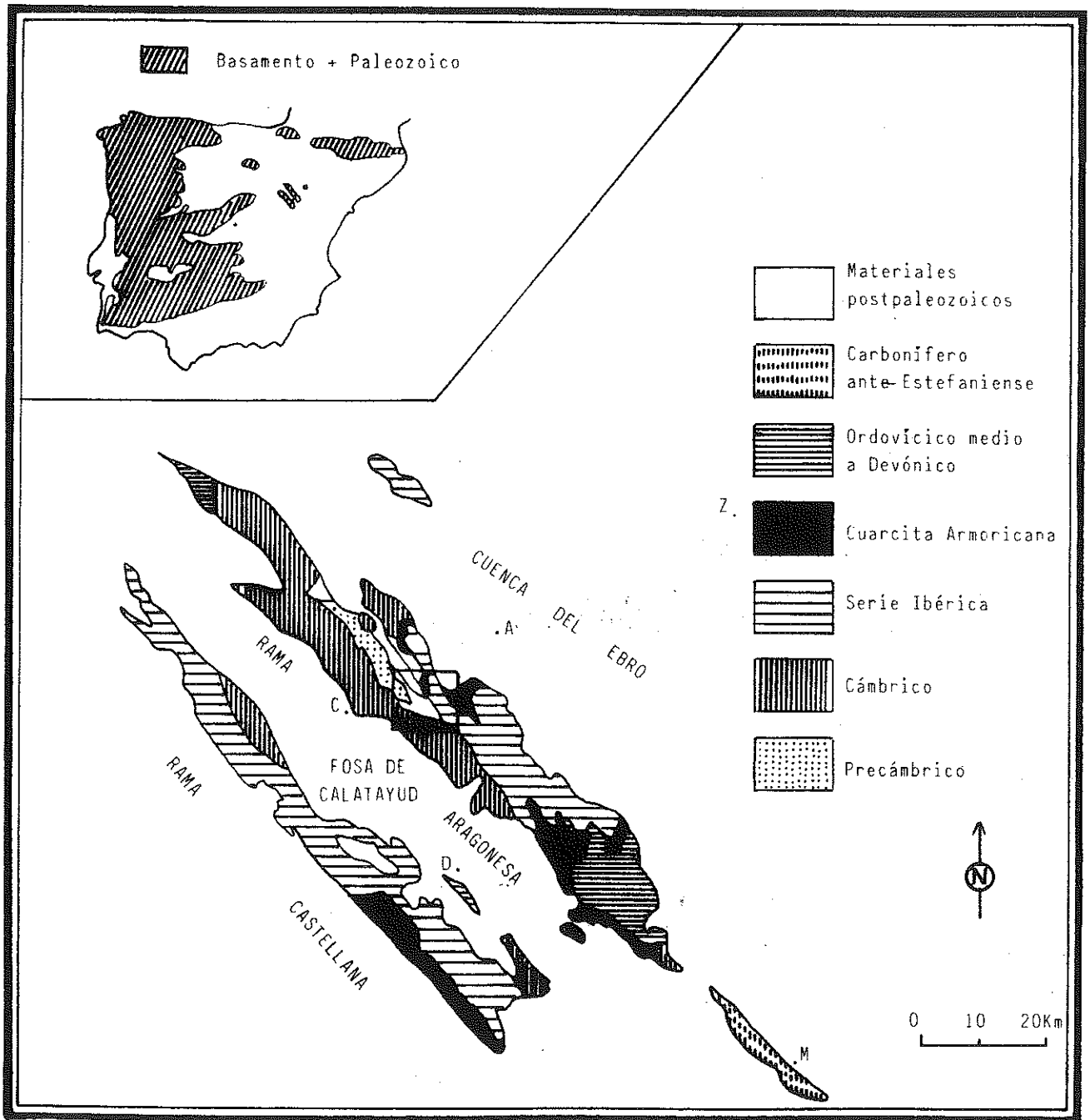


Figura 2.- Marco geológico del área de estudio

les Cambro-Ordovícicos a lo largo de una amplia franja de dirección NO-SE.

El paso a la depresión terciaria del Ebro, al NE, se realiza con recubrimientos de materiales miocenos continentales y cuaternarios, y el enlace al SO con la depresión de Calatayud-Teruel, rellena por materiales del Mioceno Continental, se efectúa a través de glacis y materiales de piedemonte.

1.3.- ANTECEDENTES

Los primeros datos relativos a los materiales de edad paleozoica de la Cordillera Ibérica en Aragón datan de 1.754, en que TORRUBIA cita el hallazgo de fósiles ordovícicos en la Sierra de Aragoncillo.

Cien años más tarde, en 1854, VERNEUIL, publica junto con COLLOMB y LORIERE dos notas en las que da a conocer diversos yacimientos del Ordovícico, Silúrico y Devónico de la Cordillera Ibérica y del Oeste de la Sierra de Guadarrama.

VERNEUIL y LARTED (1863) descubren los primeros fósiles del Cámbrico en la localidad de Murero y alrededores del Moncayo, y este mismo año VILANOVA y PIERA exponen, en su memoria provincial, una reseña de los materiales paleozoicos conocidos hasta entonces. MARTIN DONAYRE (1873), hace la primera descripción petrográfica de los diferentes materiales paleozoicos y selecciona los fósiles encontrados hasta el momento.

CASTEL (1881), cita los fósiles hallados por VERNEUIL en la provincia de Guadalajara y CORTAZAR (1885) amplía el estudio reseñando los fósiles encontrados hasta entonces, además de efectuar un estudio estratigráfico estableciendo la serie paleozoica para las provincias de Zaragoza, Guadalajara y Teruel.

PALACIOS (1893), que confirma los datos de VERNEUIL sobre el Cámbrico de Murero, descubre una serie de manchas atribuibles a este período y señala una discordancia suave entre el Cámbrico y el Silúrico en las cercanías de Santed.

DEREIMS (1898), que realiza su Tesis doctoral en la rama oriental de la Cordillera Ibérica, estudia los fósiles de los yacimientos de Badules y Fombuena, atribuyendo esta fauna al Tarannon y Wenlock.

CALDERON (1898), da la noticia de la existencia del Carbonífero en la región de Molina de Aragón, muy lejana ya del área de estudio.

Los trabajos de los autores citados, en su mayor parte de carácter puntual, suponen un primer estadio de investigación en espera

de una posterior labor de síntesis, que sólo se intentará en el decenio 1923-1933. En este período son numerosos los geólogos españoles y extranjeros que deciden emprender estudios sobre tectónica, paleogeografía y morfología de la Ibérica, afianzando la base estratigráfica. Entre los investigadores nacionales figuran EDUARDO y FRANCISCO HERNANDEZ-PACHECO, ROYO GOMEZ, BATALLER, SAN MIGUEL DE LA CAMARA, GOMEZ DE LLARENA, etc.; entre los extranjeros, los geólogos franceses JOLY y FALLOT y de un modo especial los alemanes: HAHNE, SCHMIDT, BRINKMAN, -- SCHROEDER, TRICALINOS, LOTZE, RICHTER y TEICHMULLER.

TRICALINOS (1928), en su memoria sobre la Cordillera Hespérica, hace una crítica de todos los conocimientos estratigráficos existentes.

LOTZE, en su primer trabajo (1929), hace un estudio estratigráfico detallado del Paleozoico de las Cordilleras Celtibéricas y desarrolla un esquema tectónico-estructural de toda la cordillera en relación al hercínico español ofreciendo una síntesis de la evolución geológica y desarrollo de la Cordillera Ibérica. El trabajo de LOTZE supone el primer estudio detallado de la cadena, a la vez que la síntesis del conocimiento existente en aquellos tiempos sobre la geología de la Cordillera Ibérica; constituye la base para los trabajos posteriores en el área y en líneas generales su validez sigue vigente hoy en día, siendo una imprescindible fuente de información.

RICHTER y TEICHMULLER (1933), culminan la labor investigadora de esta etapa con una síntesis sobre el desarrollo tectónico y estratigráfico del Sistema Ibérico.

En los últimos 40 años, las investigaciones relacionadas con el Paleozoico de la Cordillera Ibérica han experimentado un importante avance, habiendo contribuido a ello los trabajos de numerosos autores.

HERNANDEZ SAMPELAYO (1942) realiza una síntesis sobre el Silúrico de la Península Ibérica, y MELENDEZ (1943 y 1944) reemprende los estudios de Paleontología sobre la parte central de la Cordillera Ibérica, los cuales son continuados por RIBA (1959) que hace un estudio detallado en la región de Albarracín.

En 1961, LOTZE y SDZUY realizan un estudio sobre el Cámbrico de la Cordillera Ibérica desde un punto de vista paleontológico y bioestratigráfico que es la base para posteriores trabajos sobre el tema, entre los que merecen citarse los de: CARLS (1965) sobre el Devónico y Silúrico superior de la región de Nogueras, MOHL (1965) en la zona de Lanzuela y Bádenas; SACHER (1966) estudia la estratigrafía de la región de Aragoncillo, BARTSCH (1966) lo hace en una amplia región que incluye las Sierras de Vicort y Algairén, TRURNIT (1967) en la Sierra del Tremedal, SCHMIDT-THOME (1968) en el Norte de Calatayud, ALIAGA (1968) en el NE del río Jalón, SCHMITZ (1971) en el N de Ateca, VILLENA (1971) en la Sierra de Aragoncillo y Menera, JOSOPAIT (1972) en el S de Ateca, COLCHEN (1974) en la Sierra de la Demanda, HAMMAN (1976) en el Ordovícico de Fombuena. KOLB (1978) en el Ordovícico entre Cerveruela y Fombuena. Además hay que señalar los interesantes trabajos referentes al Ordovícico, realizados por WOLF (1978-1980) sobre los límites del Ordovícico inferior, HAFENRICHTER (1980) sobre los límites del Ordovícico superior, GUTIERREZ MARCO (1980) con una síntesis sobre la estratigrafía del Ordovícico en la Cordillera Ibérica. VILLAS (1980, 1983, 1984) sobre la es

tratigrafía del Ordovícico medio y superior de las Cadenas Ibéricas Orientales, y LIÑAN (1980, 1984) entre otros.

En los últimos 5 años, gran número de geólogos, en su mayoría alemanes, TEYSSEN (1980), ZETTLER (1980), ACKER (1980), KISTNER - (1981), GAUBATZ (1981), KELLER (1981), MITSCHKE-COLLANDE (1982), ALLOFS (1984) y españoles, VILLAS (1979), OSACAR (1982), LIÑAN (1984), VILCHEZ (1984), CONTE (1985), han ido cubriendo paulatinamente con sus trabajos de tesis de Licenciatura, una extensa área de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica comprendida entre Fombuena y Tobed, (Fig. 3), contribuyendo así, a un conocimiento más profundo y detallado del área, fundamentalmente en lo que respecta a la estratigrafía y tectónica, principal orientación de estos trabajos.

El IGME edita en 1974 la hoja 32 (Zaragoza) de la Serie del Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente, y en 1980 edita la hoja 410 (La Almunia de Doña Godina) de la Serie del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (Serie Magna), que incluye en la mitad occidental de su III cuadrante nuestra zona de estudio.

Finalmente, ciñéndonos estrictamente al ámbito de nuestra zona de estudio, queremos señalar los autores de consulta obligada por sus trabajos de gran interés para la cartografía y estratigrafía del área: LOTZE (1929-1958), CARLS (1965, 1975, 1982, 1983), BARTSCH (1966), WOLF (1980) y VILLAS (1980, 1983, 1984).

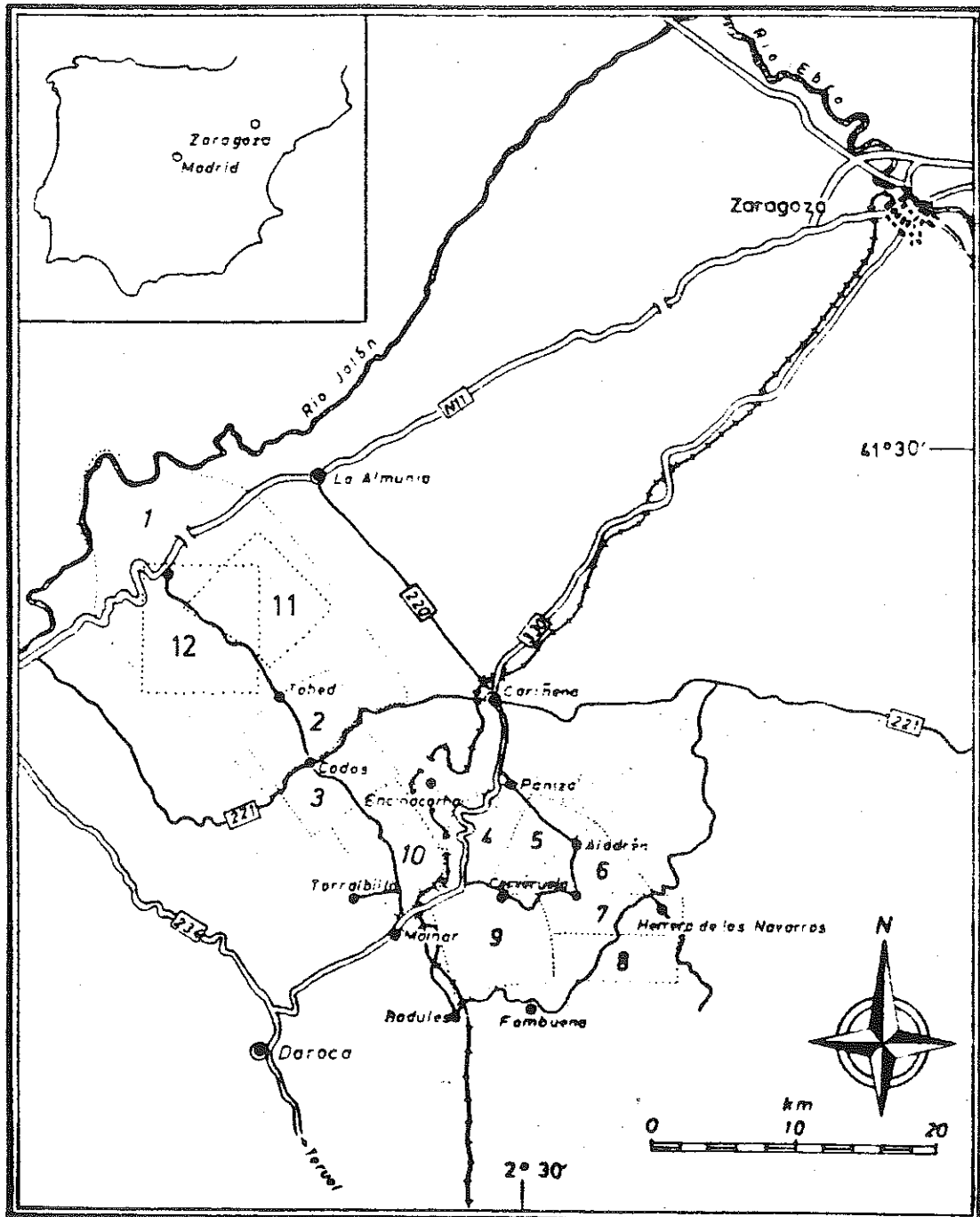


Figura 3.- Estudios geológicos realizados en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica : 1.- BARTSCH (1966) ; 2.- MITSCHKE-COLLANDE (1980) ; 3.- TEYSSEN (1980) ; 4.- ZETTLER (1980) ; 5.- ACKER (1980) ; 6.- KISTNER ; 7.- GAUBATZ (1981) ; 8.- KELLER (1981) ; 9.- KOLB (1978) ; 10.- ALLOFS (1984) ; 11.- VILLAS (1979) ; 12.- NAVAS (1986)

1.4.- OBJETIVOS

El objetivo primordial de este trabajo es obtener una síntesis geológica general de la zona, especificando, dentro de los límites proporcionados por las técnicas utilizadas, la evolución de los materiales desde su sedimentación hasta el momento actual; se trata, pues, de conocer su génesis y su evolución diagenética.

Para ello se han ido desarrollando los siguientes puntos:

- Síntesis de datos previos sobre Estratigrafía, Tectónica, Paleontología, Geomorfología, etc. del área, y adquisición de los necesarios nuevos datos.
- Cartografía geológica del área a escala 1:25.000
- Estudio de estructuras tectónicas y realización de cortes geológicos.
- Levantamiento de columnas litológicas y desmuestre de las litologías más representativas.
- Estudio, descripción, diferenciación y clasificación de los tipos petrográficos existentes.
- Estudio y descripción de procesos postsedimentarios que afectan a los materiales.
- Estudio mineralógico por difracción de rayos X de rocas pelíticas en roca total, y de filosilicatos en fracción menor de dos micras.
- Discusión de resultados, establecimiento de consideraciones e interpretaciones.

- Formulación de conclusiones.

1.5.- METODOLOGIA

El esquema de trabajo seguido consta de cinco etapas:

- 1) Estudios previos:
 - Revisión bibliográfica
 - Estudio fotogeológico
- 2) Trabajos de campo
- 3) Trabajos de laboratorio
- 4) Trabajos de gabinete
- 5) Conclusiones y elaboración de la memoria

1) Estudios previos

- Revisión bibliográfica

La revisión bibliográfica ha sido el punto de partida del presente trabajo y se ha orientado en los siguientes aspectos:

- Revisión de todos los trabajos a los que hemos podido tener acceso de geología regional y específicos del área de estudio, así como los realizados en otras zonas con características o problemática semejante.

- Documentación teórica sobre las técnicas de estudio necesarias para la consecución de los fines propuestos y desarrollo de aquellas que se puedan aplicar, en función de los materiales a estudiar y de los medios disponibles.

- Estudio de las diversas hipótesis genéticas e interpretativas que permitan obtener conclusiones lógicas a partir de los datos obtenidos durante la elaboración del trabajo, tanto en el campo como en el laboratorio.

- Estudio fotogeológico

Se ha realizado la fotointerpretación de los fotogramas aéreos de los pares estereoscópicos a escala 1:18.000 que cubren la zona de estudio.

2) Trabajos de campo

En esta etapa se procedió a la realización de cortes geológicos y al levantamiento de columnas litoestratigráficas representati-

vas de los materiales existentes en el área. En estos perfiles se recogieron las muestras para su posterior estudio en el laboratorio.

Al mismo tiempo se recopiló el mayor número posible de datos geomorfológicos, estructurales, estratigráficos, sedimentológicos y petrológicos que pudieran ser de utilidad en la posterior interpretación.

Se realizaron dos cortes geológicos y una cartografía geológica a escala 1:25.000, que completan el estudio de fotointerpretación.

3) Trabajos de laboratorio

Según la metodología tradicional, con las muestras recogidas en las campañas de campo se han confeccionado láminas delgadas de roca en las que se procedió a la tinción con técnicas específicas con el fin de facilitar el estudio petrográfico. Así, para las rocas detríticas se utilizó cobaltinitrito sódico y para las rocas carbonáticas - alizarina roja S y ferrocianuro potásico.

El estudio petrográfico de las muestras se realizó con el microscopio de polarización para lo cual se montaron 70 láminas delgadas.

Se ha realizado el estudio mineralógico por difracción de rayos X en 42 muestras (Difractómetro PHILIPS, Instituto de Geología, C.S.I.C. Madrid). De ellas, 19 se han estudiado en diagrama de -

polvo (roca total) y 23 en agregado orientado, previa obtención de la fracción menor de dos micras, para el estudio de los filosilicatos.

4) Trabajos de gabinete

En esta etapa se ha procedido al tratamiento, representación y análisis de los datos obtenidos correspondientes a los distintos apartados que comprende el estudio.

5) Conclusiones y elaboración de la memoria

Finalmente, se ha realizado la interpretación, elaboración y contraste de hipótesis, que han permitido obtener los resultados y exponer las conclusiones que se recogen en la memoria elaborada.

2.- RASGOS GEOMORFOLÓGICOS

El modelado de la Cordillera Ibérica es fruto de la actividad de sucesivos procesos morfogenéticos. La orogenia alpina agudiza los rasgos hercínicos heredados, con formación de "horst" y "graben" que acentúan los desniveles topográficos; como consecuencia de los elevados gradientes gravitacionales se produce una intensa actividad erosiva postparoximal, conformando el modelado actual en el que se singulariza la apertura del paso del Jalón a través de la Cordillera, y que da lugar al encajamiento de los ríos y a la formación de glaciares.

En lo que respecta a nuestra zona de estudio, se pueden diferenciar las unidades morfoestructurales que a continuación describimos:

La Sierra de Vicort, que destaca como una cresta rígida; se trata de un gran "horst", enmarcado en su flanco Sur por un sistema de fallas normales (JULIVERT, 1954) que lo elevan sobre la depresión de Calatayud, y en su flanco Norte por una falla cabalgante. El macizo es disimétrico con un frente más escarpado al NE y pendientes más suaves al SO. Su litología y su disposición tectónica dirigen de forma nítida el modelado de esta gran estructura.

Desde el punto de vista geomorfológico, este "horst" posee un modelado típico de formas lineales de erosión diferencial sobre cuarcitas y pizarras alternantes, dando las primeras una serie de crestas de marcada dirección NO-SE.

Las elevadas pendientes gravitacionales han proporcionado una disección fluvial intensa favorecida por el abundante diaclasamiento y fracturación que presenta el macizo, con formación de barrancadas encajadas. En comparación con los barrancos de la vertiente del Perejiles, (en la fosa de Calatayud), los del río Grío tienen un perfil en V más nítido y sus cabeceras dan lugar a amplios collados como el que constituye la cabecera del barranco del Val, en Viver de Vicort, esbozo de una superficie de arrasamiento, que YETANO (1980) denomina "superficie de erosión en Collado".

En cuanto a las vertientes, aunque la presencia de barras cuarcíticas rompe con frecuencia su perfil, están en su mayoría bien regularizadas, y no presentan los depósitos típicos de pendiente; los detritos que se forman por la fracturación de las rocas son evacuados rápidamente a consecuencia de las elevadas pendientes y de la intensidad de esporádicas precipitaciones, lo que da lugar a la formación de pequeños conos de deyección en la desembocadura de los barrancos en el río Grío.

Las vertientes de la Sierra hacia el Perejiles están también regularizadas, pero en ellas los depósitos superficiales son más abundantes.

La Sierra de Algairén también tiene una estructura en "horst", aunque su delimitación carece de la nitidez del anterior; así, mientras que su borde sudoccidental queda flanqueado por líneas de fractura claras, (la falla de Datos), hacia el Nordeste, las fallas marginales del contacto con la depresión del Ebro no son patentes en superficie, quedando fosilizado dicho contacto por los depósitos detríticos miocenos o cuaternarios. El macizo presenta un aspecto disimétrico, siendo más abrupta la vertiente NE, que la SO. Los rasgos geomorfológicos son muy semejantes a los del bloque de Vicort, puesto que también la erosión diferencial ha dado lugar a una serie de formas lineales constituídas por los crestones cuarcíticos paleozoicos. La disección fluvial es intensa, confiréndole al macizo un aspecto enérgico. Las formas de denudación son de incisión lineal, representadas por una serie de barrancos encajados que evacuan los detritos, formándose en ocasiones pequeños conos de deyección en su desembocadura en el Grío. Las vertientes están regularizadas y no presentan recubrimientos de depósitos de pendiente.

La Fosa de Morés es una fosa tectónica de génesis alpina que se extiende en dirección NO-SE entre Illueca y el Frasnó. Pinzada entre las Sierras de Vicort y Algairén, se halla colmatada en nuestra zona por materiales del Triásico inferior y medio. El pequeño sector de esta depresión que aparece incluido en nuestra zona en su extremo Noroccidental, se caracteriza por un modelado en simples colinas cuando las arcillas rojas son dominantes, y formas estructurales de pequeñas cuestas que están ligadas a las areniscas del Buntsandstein.

En el extremo Nororiental de la zona, la cobertura mesozoica ofrece una morfología constituída por pequeñas superficies estructurales monoclinales de calizas mesozoicas (Muschelkalk) y escarpes de cuesta que representan formas lineales de erosión diferencial.

La Fosa del río Grío es una pequeña fosa disimétrica intramontana (el río tiende a instalarse hacia Alfamén) que se localiza entre los macizos de Vicort y Algairén, formando, por tanto, un pequeño nivel de base que ha sufrido una colmatación por materiales detríticos de ambos macizos.

Los depósitos pliocuaternarios están representados en el área de estudio por formas de acumulación de variada entidad:

Los glaciares, adosados a la Sierras de Vicort y Algairén, recubren los materiales paleozoicos en una amplia franja de dirección NO-SE. Son niveles de glacis antiguos elaborados en sucesivas pulsaciones climáticas por procesos morfoclimáticos semiáridos. Estos glaciares aparecen muy disecados por los barrancos que descienden al río Grío y están constituidos por cantos angulosos muy heterométricos de cuarcitas y pizarras englobados en una pasta arcillosa.

Las terrazas del río Grío son de escasa extensión. Se pueden diferenciar dos niveles: el superior, situado a 10-15 m. sobre el cauce actual del río, está formado por cantos cuarcíticos ligeramente redondeados, con una escasa matriz areno-limosa. El nivel inferior o terraza subactual, ocupado por la huerta, se sitúa a dos metros por encima del cauce, el cual discurre actualmente de forma divagante sobre los depósitos aluvionares.

Otra forma de acumulación aluvial de pequeña entidad son los conos de deyección, cuya funcionalidad dá lugar a una alimentación del lecho actual del río con abundantes cantos.

Finalmente hay que hacer referencia a la depresión de Catalunya, que se esboza en el ángulo Suroccidental del área de estudio, y bajo cuyos sedimentos miocenos y cuaternarios se hunde el borde Suroccidental de la Sierra de Vicort.

3.- CARACTERES ESTRATIGRAFICOS Y LITOLOGICOS

En el área de estudio afloran materiales pertenecientes - al Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Triásico, Mioceno, Plioceno y Cuaternario. (Cuadro 1).

El Precámbrico aflora en las proximidades de Aluenda. Los materiales del Cámbrico inferior y Cámbrico medio de la Unidad de Badules (LOTZE 1929), ocupan una extensa área que cubre la mayor parte de la zona de estudio, situándose en su sector Suroccidental.

Los materiales del Cámbrico superior, Ordovícico y Silúrico de la Unidad de Herrera (LOTZE, 1929) se localizan en el sector Nororiental. El Triásico presenta dos afloramientos de pequeña extensión al NO en el Frasnó y al NE en río Grío, además de un pequeño pinzamiento en las proximidades de Santa Cruz de Grío, en el Barranco de Valdeperales.

El Mioceno de la depresión de Calatayud aflora escasamente en el límite Suroccidental de la zona.

CUADRO 1.- ESTRATIGRAFIA DE LOS MATERIALES AFLORANTES EN EL AREA DE ESTUDIO

ERA	PERIODO	EPOCA	EDAL	UNIDADES Y DEPOSITOS	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		Aluviales del río Gric. Coluviales Conos de deyección y Depósitos del Holoceno indiferenciado del Barranco del Cubo	
		PLEISTOCENO		Terraza fluvial del río Gric	
	TERCIARIO	PLIOCENO		Depósitos tipo raña y Depósitos de bolos y bloques	
		MIOCENO	VINDOBONIENSE INFERIOR		Facies conglomerática del borde oriental de la Depresión de Calatayud
			BURDIGALIENSE		
MESOZOICO	TRIASICO	TRIASICO MEDIO Facies Muschelkalk		Tramo Superior	
				Tramo Inferior	
		TRIASICO INFERIOR Facies Buntsandstein		Tramo Superior	
				Tramo Medio	
				Tramo Basal	

FORMACIONES

ERA	PERIODO	EPOCA	EDAL	UNIDADES Y DEPOSITOS		
				Formación	Referencia	
PALEOZOICO	SILURICO	PRIDOL LUDLOW		Formación Bâdenas	(CARLS y GANGL, 1967)	
			WENLOCK		Cuarcita Blanca	(LOTZE, 1929)
			LLANDOVERY		Formación Pizarras de Orea	(SACHER, 1966) Discordancia angular y erosiva
		ASRGILL	HIRNANTIENSE		Formación Calizas de Cistídeos	(VILLAS, 1983)
			RAMTHEYENSE			
			CAUTLEYENSE			
			PUGGILIENSE			
		CARADOC	OMNIENSE		Formación Fombuena	(VILLAS, 1983)
			ACTONIENSE			
			MARSBROOKIENSE			
	LONGVILIENSE					
	BOUDLEYENSE					
	HARNAGIENSE					
	COSTONIENSE					
	LLANDEILO		Formación Castillejo	(Villas, 1983)		
	LLANVIRN	SUPERIOR				
		INFERIOR				
	ARENIG			Cuarcita Americana	(ROUQUET, 1851)	
	TREMADOC			Formación Santad	(WOLF, 1980) Límite Tremadoc-Arenig	
				Formación Dere	(WOLF, 1980)	
			Formación Borrachón	(WOLF, 1980) Límite Cámbrico sup.-Tremadoc		
			Formación Valcoochán	(WOLF, 1980)		
CAMBRICO	MEDIO SUPERIOR		Grupo Murero (DEREINS, 1998). Varias formaciones con numerosas sinónimas, 400-500 m. LOTZE, 1929 (Murero, Villafeliche y Jiloca); LOTZE, 1958, EDZUY, 1971 (Val de Aldeas); ALTAGA, 1968 (Valdeocaja y Navas),			
		BILBILIENSE		F. Arenisca de Daroca	(LOTZE, 1929)	
	INFERIOR	MARIANIENSE		F. Pizarras de Huérmeda	(LOTZE, 1929)	
				F. Dolomía de Ribota	(LOTZE, 1929)	
		OVETIENSE		Formación Abigarrada del Jaldón	(LOTZE, 1929)	
		Formación Embid	(LOTZE, 1929)			
		Cuarcita de Bâmbola	(LOTZE, 1929)			
		Contacto mecánico				
		Pizarras de Paracuellos		(LOTZE, 1929)		

PRECAMBRICO

Los depósitos pliocuaternarios están representados por una serie de recubrimientos coluviales de distribución irregular, localizados en una banda NO-SE y por los depósitos aluviales del río Grío.

A continuación se describe la serie estratigráfica elaborada en base a la recopilación de datos bibliográficos. Tanto las descripciones litológicas como las potencias corresponden a las series tipo en las localidades donde las formaciones han sido definidas por los distintos autores.

3.1.- PRECAMBRICO

Está constituido por una sola formación:

FORMACION PIZARRAS DE PARACUELLOS (LOTZE, 1929)

Se trata de una secuencia monótona de pizarras de colores grises, azulados o verdosos, que alternan con areniscas de colores claros y cuarcitas marrones. En algunos lugares se reconoce un metamorfis-

mo de bajo grado. La potencia se estima entre 500-1.000 m. Se atribuye al Precámbrico por encontrarse siempre en contacto mecanizado y aparentemente concordante con el Cámbrico basal, si bien esta aparente - concordancia puede ser debida a la propia mecanización.

3.2.- CAMBRICO INFERIOR Y MEDIO

Lo integran las siete formaciones siguientes:

FORMACION CUARCITAS DE BAMBOLA (LOTZE, 1929)

Comprende una potente serie de cuarcitas de tonos claros, en bancos gruesos con estratificación cruzada, muy compactas, dando lugar a relieves topográficos importantes, con una potencia del orden de 300-400 m. En líneas generales, al ascender en la serie se produce una progresiva disminución del tamaño de grano, pasándose de niveles micro conglomeráticos en la base, ricos en cantillos de cuarcita y sílex, a areniscas y a ortocuarcitas de grano fino hacia el techo. Se aprecian - secuencias menores, positivas. Por posición estratigráfica y tipo de fa

cies, en esta formación se situaría el límite Precámbrico-Cámbrico, - sin que se pueda precisar su posición al no haberse localizado más fauna que la de icnofósiles.

FORMACION EMBJO (LOTZE, 1929)

Serie alternante de areniscas y limolitas que hacia el techo se hace más cuarcítica. Sus colores son verdes oscuros y son frecuentes las estructuras de corriente (marcas basales, estratificación cruzada y rizaduras). Su potencia es de unos 250 metros. La presencia de trilobites y de icnofósiles permite datar la formación como Cámbrico inferior bajo (Ovetiense).

FORMACION ABIGARRADA DEL JALON (LOTZE, 1929)

Serie predominantemente limolítica, ligeramente arenosa en la base, evolucionando hacia limolitas más finas y algo calcáreas hacia arriba, con intercalaciones de niveles de dolomías. Presenta colores abigarrados pero predominantemente rojizo-vióláceos. Esta coloración se debe a la presencia de hierro en forma de carbonatos, óxidos y sulfuros.

En la parte superior abunda la estratificación de tipo lenticular con rizaduras, huellas de carga, marcas de escape de gas, estratificación cruzada, bioturbación y pistas orgánicas. Existen icnofósiles, algas y en algunos niveles trilobites que permiten datar esta formación como la parte superior del Ovetiense. En nuestra zona su potencia es de 225 m.

FORMACION DOLOMIA DEL RJBOTA (LOTZE, 1929)

Tramo de dolomías masivas, ocres en superficie y gris oscuro en corte fresco, que presenta intercalaciones de margas y pizarras verdes y lentejones de calizas. Su potencia oscila entre 40 y 55 m. Se encuentran hyolitos, algas y trilobites que permiten asignar al Cámbrico inferior (Marianiense) a esta formación.

FORMACION PIZARRAS DE HUERMEDA (LOTZE, 1929)

Serie de pizarras verde-grisáceas, con esporádicas intercalaciones de margas y areniscas e incluso niveles conteniendo conglomerados de cantos de cuarcita y lidita hacia el techo. Su potencia varía entre 60 y 100 m. Contiene trilobites e icnofósiles que permiten atribuirle al Cámbrico inferior (parte superior del Marianiense - parte inferior del Bilbiliense).

FORMACION ARENISCA DE DAROCA (LOTZE, 1929)

Serie de areniscas de color gris claro, algo amarillentas, en bancos de unos 30 cm., con intercalaciones de pizarras verdes que disminuyen hacia el techo. Contienen rizaduras, algunas estratificaciou

nes cruzadas y gradadas. Su fauna de trilobites, braquiópodos, icnofósiles y de formas cónicas atribuidas a ortocerátidos permite datarla como Cámbrico inferior (Bilbiliense). Su potencia varía entre 50-120 m.

GRUPO MURERO

PIZARRAS INFERIORES DE MURERO (DEREJMS, 1898)

Son pizarras verdes, que en nuestra zona no superan los - 80m., de potencia. El contenido faunístico que se ha encontrado en diversas áreas es excepcional, con representantes de trilobites, braquiópodos, hyolitos, equinodermos e icnofósiles que permiten datarlo como Cámbrico inferior (parte alta) - Cámbrico medio.

3.3.- CAMBRICO SUPERIOR-ORDOVICICO INFERIOR

Este período de tiempo está representado por una potente - serie detrítica en la que alternan areniscas, cuarcitas y pelitas (luttitas y limolitas), que constituyen la Serie Ibérica, equivalente al

Grupo de Ateca (LOTZE, 1929). Los abundantes braquiópodos, trilobites, icnofósiles y equinodermos permiten datar a esta serie con una edad - comprendida entre el Cámbrico superior-Ordovícico inferior.

La potencia estimada de esta Serie según CARLS (1983) es de 5.000 m., y en ella se define el límite Cámbrico-Ordovícico, sin ningún tipo de discordancia, a techo de la Formación Valconchán.

Dentro de la Serie Ibérica, WOLF (1980) define 4 formaciones que de mayor a menor antigüedad son: Formación Valconchán, Formación Borrachón, Formación Dere y Formación Santed. Estas formaciones han recibido variadas denominaciones según las distintas áreas y los diversos - autores que las han estudiado. Este mismo autor establece una correlación entre las distintas nomenclaturas según se recoge en la Fig. 4.

En nuestra área de estudio, por carecer de los suficientes criterios paleontológicos y por la gran complejidad tectónica existente, no se ha estimado conveniente considerar los criterios puramente litológicos para diferenciar las citadas formaciones, dada la gran monotonía - litológica de esta Serie. De este modo se han considerado los materiales situados en la margen izquierda del río Grío, como pertenecientes a la Serie Ibérica Indiferenciada, mientras que en la margen derecha del río (Sierra de Algairén) se han diferenciado las Formaciones Dere y Santed, según lo establecido por VILLAS (1980).

A continuación se describen las citadas formaciones:

WOLF 1980 a	LOTZE 1929	LOTZE 1961	BARTSCH 1966	SCHUEPLEIN 1970	JOSOPAIT 1971	SCHMITZ 1971	WOLF 1976	KOLB 1978
ARENIG	FORMACION CUARCITA ARMORICANA	Cuarcita Armoricana	Cuarcita Armoricana	Cuarcita Armoricana	Cuarcita Armoricana		Cuarcita Armoricana	Formación Armoricana
	FORMACION SANTEDE	Capas de Ateca	Pizarras de Santa Cruz	Alternancia del Tremadoc	Serie Dehesa Superior D4 - D6	Pizarras de Espino	Alternancia del Tremadoc	Formación Santed
TREMADOC	FORMACION DERE	Superior de Ateca	Capas de Ateca	Cuarcita de Skolithos	Serie Dehesa Inferior D1 - D3	Alternancia Dere D1 - D3	Cuarcita de Skolithos	Formación Aladrén
	FORMACION BORRACHON	Capas de Ateca medio	Tercera Secuencia de Ateca	Serie de Pizarras del Tremadoc	Pizarras de Carenas	Pizarras de Corzas	Serie de Pizarras Tremadoc	Formación Borrachón
CAMBRICO SUPERIOR	FORMACION VALCONCHAN	Capas de Ateca Inferior	Segunda Secuencia de Ateca	Cuarcita Límite	Serie Cuarcita Base	Cuarcita Barrera	Cuarcita Límite	Formación Valconchán
			Primera Secuencia de Ateca	Serie A - D	Capas de Almunia	Capas de Acón	Serie D	Formación Almunia

----- Límite Cámbrico superior - Tremadoc según los correspondientes autores.

- - - - - Límite Tremadoc - Arenig según los correspondientes autores.

Figura 4.- La división del Tremadoc según WOLF (1980) en comparación con las subdivisiones utilizadas hasta ahora por distintos autores.

FORMACION VALCONCHAN (WOLF, 1980)

Está constituida por potentes bancos cuarcíticos con intercalaciones de lutitas gris-verdosas y areniscas marrones. A techo aparecen lechos de conglomerados en paleocanales. El límite con la formación suprayacente se situaría en el fin de las cuarcitas masivas y apoyándose en la presencia de Oryctoconus en lentejones conglomeráticos.

El límite Cámbrico superior-Tremadoc se sitúa a techo de esta formación, donde se da la coexistencia de faunas del Cámbrico superior y del Tremadoc.

La potencia aproximada de esta formación en los alrededores de Codos es, según COLLANDE (1982), de 130 m.

FORMACION BORRACHON (WOLF, 1980)

Constituida por pizarras gris-verdosas finamente laminadas y crioturbadas, con intercalaciones arenosas lenticulares. En la zona de Codos, COLLANDE (1982) estima la potencia de esta formación en 400 m., mientras que GAUBATZ (1981), en las proximidades de Vistabella, la estima en 480 m. citando en ella una abundante fauna de trilobites y algunos braquiópodos.

FORMACION DERE (WOLF, 1980)

Está constituida por una serie de niveles cuarcíticos, de color blanco a gris, bien estratificados en bancos de 30 a 50 cm, que alternan con pizarras grises y areniscas cuarzosas muy recristalizadas con matriz arcillosa. A techo las cuarcitas se hacen dominantes, tomando un color blanco y apareciendo estratificadas en bancos gruesos que alcanzan el metro de potencia. En la zona no se ha reconocido la base de la formación, pero su potencia supera los 500 m. Las pistas fósiles, braquiópodos inarticulados, trilobites, gasterópodos, bivalvos y acritarcos encontrados en esta formación en diferentes lugares de la Ibérica, indican una edad Tremadoc.

FORMACION SANTED (WOLF, 1980)

Sucesión detrítica en la que alternan pelitas y samitas. - Las samitas están constituidas por areniscas cuarzosas de grano medio a muy fino, muy recristalizadas, con colores cremas y grises, estratificadas en bancos de 5 a 30 cm. de potencia, con laminación paralela. El miembro pelítico está formado por pizarras arcillosas y arcillolitas - con transición a subgrauwacas. Esporádicamente aparecen bancos cuarcíticos con laminación paralela y potencias de hasta 50 cm. A techo son muy frecuentes los burrows horizontales, así como icnofósiles verticales del tipo Monocroterion. La fauna hallada en otros lugares de la Ibérica, trilobites, braquiópodos articulados e inarticulados, equinodermos y acritarcos, permite situar dentro de esta Formación el límite Tremadoc-Arenig. Su potencia al O de Herrera de los Navarros es, según WOLF (1980), de 600 m.

3.4.- ORDOVICICO MEDIO-SUPERIOR

Está constituido por 4 Formaciones.

FORMACION CUARCITA ARMORICANA (ROUAULT, 1851)

Su potencia en los alrededores de Alpartir es de 280 m, aunque en otras zonas al SE se han medido hasta 550 m. Se pueden diferenciar claramente tres miembros:

- El miembro inferior tiene unos 40 m. de potencia y está constituido por cuarcita blanca bien estratificada en bancos gruesos. Presenta estratificación cruzada de gran escala. Contiene óxidos de hierro, principalmente goethita. Hacia techo aparecen algunos Skolithos.

- El miembro intermedio alcanza los 140 m. de potencia. Se caracteriza por una alternancia de areniscas cuarcíticas de colores rojizos oscuros, estratificadas en bancos de 10 a 30 cm. y de pizarras arenoso-arcillosas, con micas blancas. Localmente aparecen bancos cuarcíticos blancos con laminaciones paralelas que alcanzan 1,5 m. de espesor. Son frecuentes las rizaduras paralelas y simétricas. Se observa bioturbación intensa y abundantes burrows horizontales entre los que se distingue Cruziana rugosa; también aparecen Phycodes sp. junto con Skolithos, menos frecuentes.

- El miembro superior tiene una potencia de unos 100 m. y está constituido por bancos muy gruesos de ortocuarcita blanca. Es muy

característico de este tramo la presencia de Daedalus ? sp.

La edad de la formación es Arenig, siendo probable que su techo tenga ya una edad Llanvirn inferior.

FORMACION CASTILLEJO (VILLAS, 1983)

Es una formación predominantemente detrítica. Su potencia en Alpartir es de 250 m. Se pueden diferenciar 3 miembros que de mayor a menor antigüedad son:

- Miembro Marité: de características pizarrosas a cuarcíticas, con un alto contenido en hierro que localmente puede estar muy concentrado y dar lugar a una o varias capas compactas con estructura oolítica y en ocasiones con pequeños cantos de cuarzo. Con graptolitos de la Zona mur-chisoni. Su potencia en Alpartir es de 30 m.

- Miembro Alpartir: fundamentalmente pizarroso con algunas intercalaciones de areniscas y en ocasiones nódulos silíceos y ferruginosos.

En él aparecen graptolitos de la Zona teretiusculus, junto con trilobites, braquiópodos, cistideos, bivalvos, gasterópodos, cefalópodos e hyolithos. Su potencia en Alpartir es de 210 m.

- Miembro Sierra: caracterizado por una alternancia de pizarras con un contenido arenoso variable, y areniscas cuarcíticas en -

bancos desde centimétricos a 1 m. de espesor, con frecuentes acuñamientos y en ocasiones con lentejones fosilíferos de calcarenita, con frecuentes lumaquelas constituidas principalmente por trilobites, braquiópodos, gasterópodos y bivalvos. Su potencia en Alpartir no supera los 10 m.

La edad de la formación sería Llanvirn superior-Llandeilo inferior. El Llanvirn inferior no ha sido identificado en el área, por lo que es probable la existencia de una laguna estratigráfica que abarque esta edad. La presencia de oolitos ferruginosos en la base de la formación apoya dicha hipótesis.

FORMACION FOMBUENA (VILLAS, 1983)

Dentro de esta formación se diferencian dos miembros concordantes:

- Miembro Piedra del Tormo: Su potencia es variable de 0,5 a 8 m. Se caracteriza por poseer un tramo basal, con una potencia variable entre 0,40 y 3 m, constituido por pelitas ferruginosas que contienen en cantidad variable oolitos ferruginosos, nódulos intraformacionales, algunos cantos de cuarzo y restos conchíferos. A techo pasa gradualmente a pizarras margosas que intercalan pequeños bancos de caliza margosa con un alto contenido en fósiles. Su potencia en Alpartir es de unos 10 cm.

- Miembro Huerva: Su potencia en Alpartir es de 80 m. Es una alternancia de pelitas y de bancos samíticos de contenido arcilloso

so variable, con potencias de unos 20 cm. Los tramos pelíticos presentan bioturbación frecuente, con huellas horizontales tipo Planolites. Existen algunos niveles calcareníticos de pequeña extensión lateral.

Los fósiles son muy abundantes en ambos miembros y aparecen principalmente, briozoos, braquiópodos, cistideos, crinoideos, gasterópodos y algunos trilobites, graptolitos, bivalvos y tentaculites, que permiten dar a la Formación una edad Caradoc-Ashgill. En la base de la Formación Fombuena existe también una laguna estratigráfica, marcada por la presencia de los oolitos ferruginosos y cantos de cuarzo, que abarcaría como mínimo todo el Caradoc inferior.

FORMACION CALIZAS DE CISTIDEOS (VILLAS, 1983)

Su potencia en Alpartir es de 13 m. En general la formación está constituida por margas fosilíferas duras de color rojizo, afectadas por una esquistosidad no muy penetrante. Los planos de depósito están cubiertos de una pátina limonítica. Localmente se encuentran lentejones arcillosos limonitizados en los que se dan grandes acumulaciones de fósiles. Las características que presenta la Formación en Alpartir permiten incluirla dentro de la facies Rebosilla (KOLB, 1978). Los niveles margosos de esta formación, que muestran un grado de descalcificación muy variable según los afloramientos contienen una fauna muy abundante de equinodermos, briozoos, braquiópodos, gasterópodos, ostrácodos y trilobites que permiten dar a esta Formación una edad Ashgill (Cautleyense-Rawtheyense).

3.5.- SILURICO

Comprende tres formaciones:

FORMACION PIZARRAS DE OREA (SACHER, 1966)

Se dispone aparentemente concordante sobre la Formación Calizas de Cistideos. Su potencia es de unos 80 m. Consiste en una alternancia de pizarras limosas grisáceas y areniscas cuarzosas de grano muy fino, con matriz arcillosa y colores grises, estratificadas en bancos de 5 a 15 cm. de escasa continuidad lateral y con laminación cruzada. No ha aparecido fauna en toda su extensión. HAFENRICHTER (1980) encuentra acritarcos en las Pizarras de Orea de la Sección del Rebollarejo que indican una edad Llandovery inferior y Llandovery medio.

FORMACION CUARCITA BLANCA (LOTZE, 1929)

Ortocuarcitas de 20-35 m. de potencia, bien estratificadas con estratificación cruzada de gran escala. No se ha encontrado fauna. Su edad se atribuye al Llandovery.

FORMACION BADENAS (CARLS y GANDL, 1967)

Constituida por pizarras arcillosas blanquecinas. Su potencia en Alpartir es desconocida. En otros sectores se estima de 900 a 1.400 m. y la fauna encontrada en otras áreas de la región, braquiópodo-

dos, trilobites, gasterópodos, graptolitos, icnofósiles, crinoideos y cefalópodos permiten asignar a esta formación una edad Llandovery inferior-Ludlow superior (o Pridoliense basal).

3.6.- TRIASICO

Se han reconocido sedimentos en facies Buntsandstein y Muschelkalk. La serie está bien representada en Valluengo.

3.6.1.- FACIES BUNTSANDSTEIN

Su potencia es de unos 200 m. Se pueden diferenciar tres tramos:

- Tramo basal: Comienza por conglomerados y microconglomerados rojizos de cantos de cuarcita que no sobrepasan los 3 cm. y matriz arcillosa con costras de limolita, y le sigue un tramo de limolitas rojas. Su potencia es de 15 m.

- Tramo medio: Constituido en la base por un nivel de areniscas rojas con estratificación cruzada, de grano fino a medio, al que sucede un nivel de arcillas y limolitas ferruginosas rojas. Su potencia es de 133 m.
- Tramo superior: Constituido fundamentalmente por limolitas y limolitas-arcillosas rojas laminadas con finas intercalaciones de areniscas rojas y blanquecinas, en capas de 3 a 8 cm, con estratificación cruzada. Le siguen unas arcillas y margas verde-amarillentas. Su potencia es de 45 m.

3.6.2.- FACIES MUSCHELKALK

Se pueden diferenciar dos tramos:

- Tramo inferior: Comienza por dolomías gris-verdosas con escasos restos de gasterópodos y crinoideos, Glomospira, Halobia y Terebrátula sp. Sigue un tramo de margas blancas y amarillentas con algunos niveles de calizas arcillosas y dolomías. A techo se encuentran unas arcillas rojas con yesos masivos y niveles laminados de calizas amarillentas. Las dolomías de la base tienen una potencia de 10 m. El tramo margoso y arcilloso-yesífero superior tiene una potencia de 40 m.
- Tramo superior: Formado por dolomías y calizas. La parte inferior suele ser más dolomítica, masiva y brechoide (dolosparitas), mientras que la superior se hace más tableada y microcristalina (dolo

micritas y dolomías finamente cristalinas), al tiempo que se intercalan margas gris-negruzcas o verdosas y calizas oolíticas. Se han encontrado restos de moluscos, crinoideos y ostrácodos, así - como Frondicularia woodwardi HOCH, Ammodiscidae, Glomospira y Halobia. Su potencia es de 60 m.

3.7.- MIOCENO

El Mioceno de la depresión de Calatayud está escasamente representado por una sólo facies en el límite Sudoccidental de nuestra zona.

BURDIGALLJENSE-VINDOBONJENSE INFERIOR

Constituído por conglomerados de cantos heterométricos subredondeados de cuarcita y planares de pizarra, con matriz limo-arcillosa amarillenta y rojiza. Existen lentejones intercalados de areniscas blanco-amarillentas y paleosuelos ferruginosos rojizos. Corresponde a la facies del borde oriental del Mioceno de Calatayud. Su potencia no sobrepasa los 50 m. No se han encontrado fósiles.

3.8.- PLIOCENO-CUATERNARIO

Son depósitos detríticos recientes que se disponen discordantes sobre las formaciones descritas.

3.8.1.- PLIO-PLEISTOCENO

Depósitos tipo raña: Afloran en las inmediaciones de El Frasnó, constituidos por sedimentos limo-arenosos, marrón-rojizos, masivos, con cantos dispersos angulosos de cuarcitas y pizarras, que no sobrepasan los 20 cm. de diámetro. Su potencia máxima oscila entre 60 y 80 m.

Depósitos de bolos y bloques: Forman grandes recubrimientos que bordean las elevaciones paleozoicas y están constituidos por bloques, bolos y cantos, en general redondeados o subredondeados, de cuarcita empastados por una matriz arenosa. En la base de estos depósitos suelen aparecer unos limos arenosos rojizos con cantos angulosos dispersos, que podrían corresponder a un nivel más antiguo de glacis. El tránsito entre ambos depósitos es gradual. Las potencias más frecuentes oscilan entre los 20 y 40 m.

3.8.2.- PLEISTOCENO

Depósitos de terrazas del río Grío: Se diferencian dos niveles: el superior, situado a 10-15 m. sobre el cauce actual del río, y

el inferior o terraza subactual, situado a 2 m. sobre el cauce. Los materiales que los constituyen son gravas heterométricas redondeadas de cuarcitas, areniscas y calizas, empastadas en una matriz limo-arenosa.

3.8.3.- HOLOCENO

Aluviales del río Grío: Situados topográficamente por debajo de la terraza. Están constituidos por bolos y gravas heterométricas y heterogéneas con abundante matriz arenosa.

Coluviales: Constituidos por cantos dispersos angulosos heterométricos de cuarcitas y pizarras, empastados por una matriz rojiza limo-arenosa.

Conos de deyección: Se trata de depósitos caóticos de bolos y cantos heterométricos de litología variada, englobados en una matriz limo-arenosa. Se localizan en las desembocaduras de los torrentes del río Grío.

Depósitos del Holoceno indiferenciado del Barranco del Cubo: Se trata de depósitos de arrastre breve o formados "in situ", de escasa extensión.

4.- CARACTERES ESTRUCTURALES

4.1.- RASGOS GENERALES

La estructura que presentan los materiales en el área de estudio viene determinada, fundamentalmente, por la superposición de las orogénias herciniana y alpina, de tal modo que las estructuras adquiridas por acción de una y otra son difíciles de diferenciar. En las áreas ocupadas por los terrenos mesozoicos, la estructura alpina de la cobertura interfiere a menudo con las propias del basamento paleozoico, especialmente en lo que respecta a las fracturas que, a menudo, vuelven a jugar. La caracterización de fases prehercínicas es problemática sin que hasta el momento exista una postura definida al respecto, ya que no son claros los aspectos tectónicos y estratigráficos.

La posibilidad de un plegamiento Precámbrico no puede ser probada. TEYSSEN (1980) descarta la existencia de una discordancia asintótica en las cadenas Ibéricas, al reconocer en la región de Codos - una transición gradual de las Pizarras de Paracuellos del Precámbrico a la Guarcita de Bámbola del Cámbrico inferior.

Existe continuidad sedimentaria entre el Cámbrico y el Ordovícico, estando caracterizado el límite entre ambos sistemas por la exis

tencia de niveles locales de conglomerados correlacionables con la fase Toledánica de los movimientos sárdicos (LOTZE, 1956).

Los movimientos caledónicos no han sido identificados en la Cordillera Ibérica.

Las características del plegamiento hercínico (situado en la fase Palentínica, sin descartar la posibilidad de que actuaran fases anteriores (posible fase Bretónica) determinan la estructura de los materiales prehercínicos que revela dos etapas de plegamiento y una fase póstuma de distensión. La primera fase provoca la disposición en anticlinales y sinclinales de gran radio, de dirección NNO-SSE a NO-SE, simétricos o disimétricos con vergencia NE, acompañados de esquistosidad de fractura. La segunda fase se caracteriza por cabalgamientos de orden kilométrico y de importancia regional, y así el Cámbrico inferior-alto de la unidad de Badules (LOTZE, 1929) descansa sobre los materiales de la unidad de Herrera, habiéndose producido el corrimiento a nivel de las Capas de Jalón.

Los materiales cabalgados presentan esquistosidad y pliegues de arrastre. Una probable fase póstuma de distensión origina los sistemas de fracturas E-O, NO-SE y SO-NE, resultando una fragmentación en bloques de los materiales paleozoicos.

Según LOTZE (1929), la estructura herciniana tiene un estilo de plegamiento y fractura, y JULIVERT (1954) señala que la orogénesis herciniana dio lugar a estructuras de flexura y pliegues muy poco apretados.

Con el Triásico se inicia una nueva etapa subsidente que se prolonga durante el Jurásico. En este período se han reconocido débiles movimientos de la fase paleocinmérica y de la neocinmérica y regionalmente se ha probado la existencia de ligeros plegamientos de fase austriaca, que prefiguran las principales estructuras alpínicas.

La fase pirenaica, con dos plegamientos débiles, uno preoocénico y otro preoligocénico, fragmenta el zócalo paleozoico según fallas longitudinales en escalón que esbozan las depresiones del Ebro y Calatayud. El plegamiento principal de la orogenia alpina tiene lugar en la fase sálica, representada en la zona.

Los materiales paleozoicos se constituyen como un sistema de bloques, ya esbozados durante las últimas etapas hercínicas, en tanto que el comportamiento de los materiales de la cobertera mesozoica - ante los movimientos alpinos de carácter compresivo es diferencial, en función de su competencia y condicionados por características tectónicas anteriores. Sobre el sustrato Paleozoico, el Buntsandstein se ha comportado como un "tegmento" por encima del cual los niveles plásticos del Muschelkalk y Keuper han permitido, al actuar como lubricantes, la independización de los materiales jurásicos. Como consecuencia de este comportamiento diferencial, los materiales paleozoicos se estructuran en "horsts" y "semihorsts", con desplazamientos a favor de planos estructurales inclinados hacia el SO, con clara vergencia NE. Así, tenemos en este sector de la Ibérica los siguientes tipos estructurales:

- 1) Pliegues de zócalo, que estructuran el Paleozoico aflorante.
- 2) Pliegues de revestimiento, que afectan al tegmento guardando estrechas relaciones con el zócalo.
- 3) Pliegues de cobertera, caracterizados por una discordancia entre zócalo y cobertera favorecida por los horizontes plásticos triásicos.

Finalmente, en cuanto a la problemática planteada sobre la inclusión de la Cordillera Ibérica en la zona Asturoccidental-Leonesa o en la zona Cantábrica, se exponen a continuación una serie de consideraciones que a este respecto han hecho diferentes autores:

LOTZE (1945) diferencia varias zonas o bloques en el Hercínico del Macizo Ibérico separando en el Noroeste dos grandes zonas: la Cantábrica y la Asturoccidental-Leonesa, que se hallan limitadas por el borde oriental del Antiforme de Narcea. Incluye dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa los afloramientos del Guadarrama Oriental y más tarde, en 1961, los de la Sierra de la Demanda (Fig. 5). Esta misma idea es mantenida por JULIVERT et al. (1974) (Fig. 6).

Sin embargo, LIÑAN (1984) prolonga el Bloque Cantábrico a lo largo de la franja más oriental de las Cadenas Ibéricas Orientales, incluyendo las Unidades de Herrera y Mesones; esta última, definida por el autor, está delimitada por las fallas de Jarque y de Datos y se caracteriza por contener materiales cámbricos. El bloque oriental de la Zona Asturoccidental-Leonesa se prolongaría por la Sierra de la Demanda, parte Oeste de las Cadenas Ibéricas Orientales y por las Cadenas Ibéricas Occidentales, incluyendo la Unidad de Badules (Fig. 7).

Posteriormente, VILCHEZ (1984) propone un esquema estructural para la Unidad de Herrera, y lo compara con los correspondientes de la Zona Asturoccidental-Leonesa y de la Zona Cantábrica, poniendo de manifiesto que las características de la deformación de la Unidad de Herrera son intermedias entre las de la Zona Asturoccidental-Leonesa y las de la Zona Cantábrica.

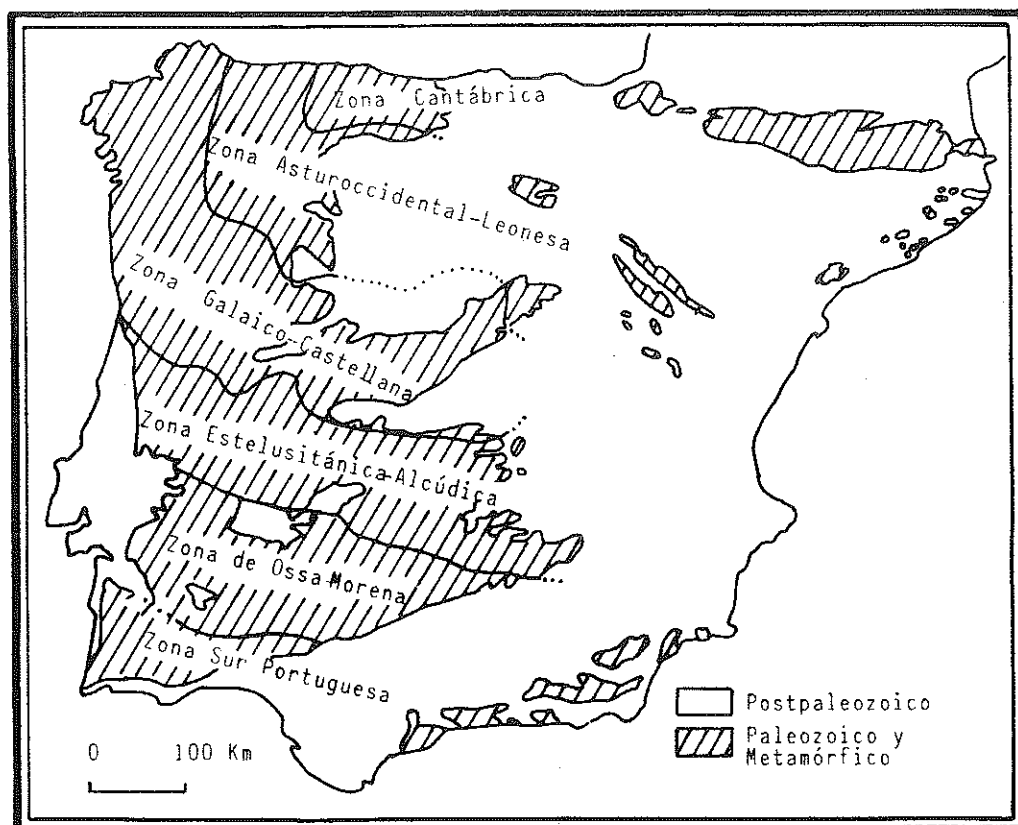


Figura 5.- Zonas diferenciadas en el Hercínico del Macizo Ibérico según LOTZE (1945)

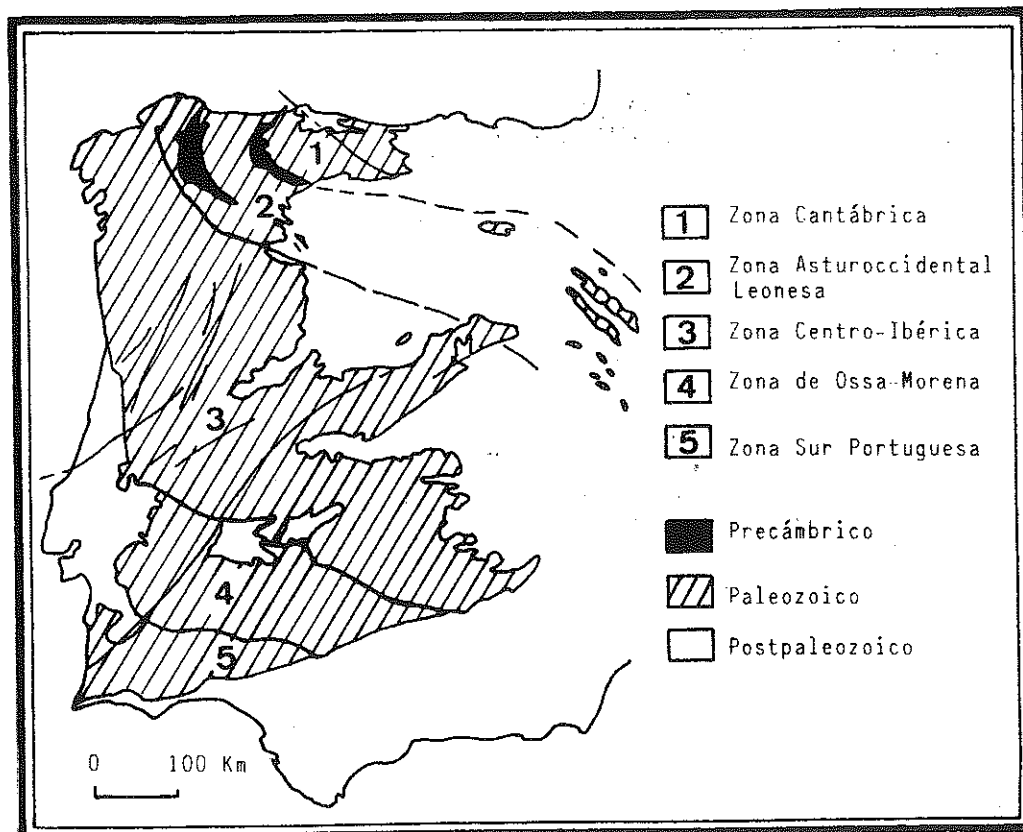


Figura 6.- Zonas diferenciadas en el Hercínico del Macizo Ibérico según JULIVERT et al. (1974)

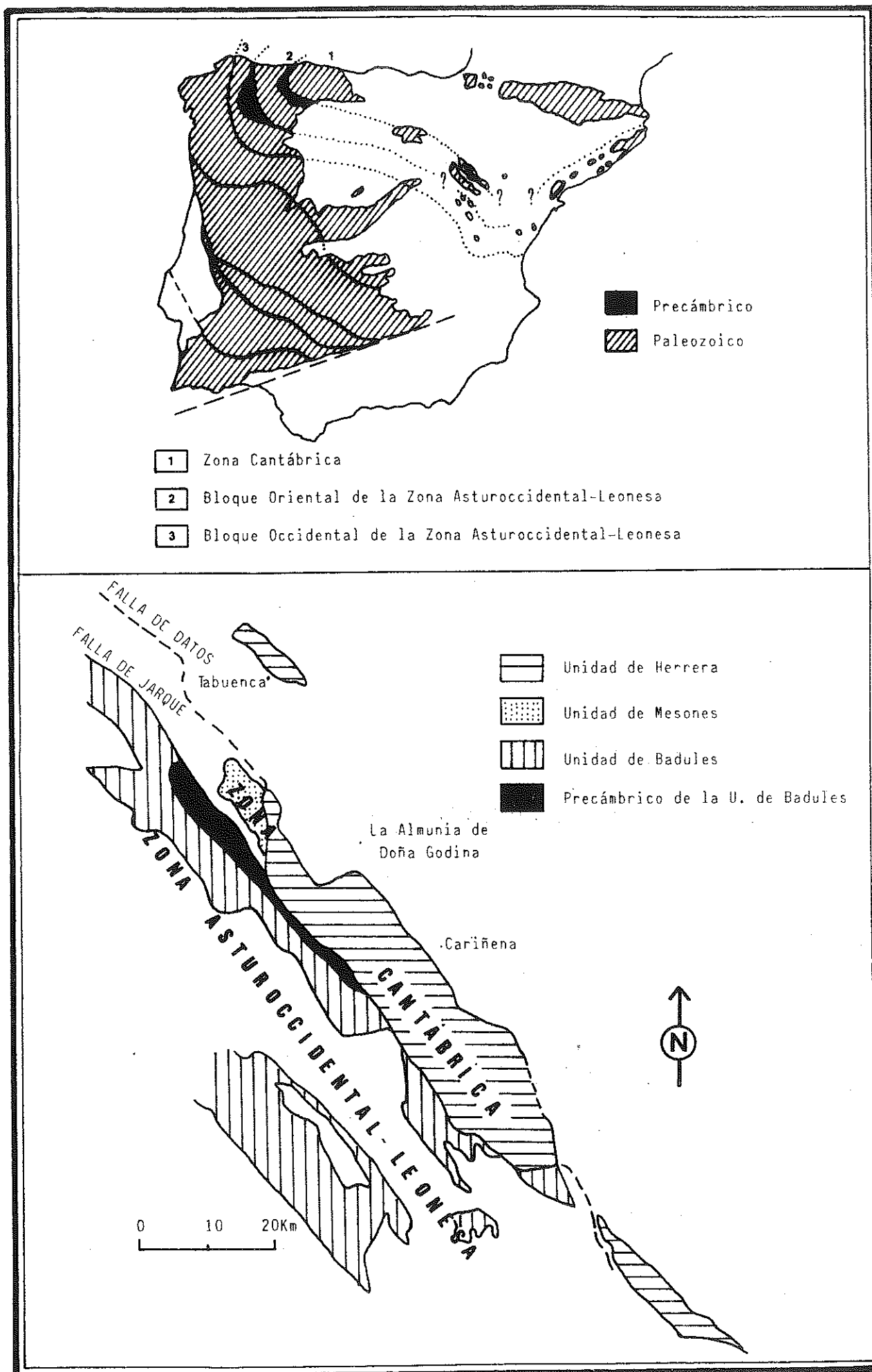


Figura 7.- Zonas diferenciadas en el Hercínico del Macizo Ibérico según LIÑAN (1984) y situación de Unidades.

En el esquema tectónico de la Unidad de Herrera, propuesto por este último autor en base al análisis estructural de las meso y microestructuras hercínicas, distingue cuatro fases de actividad tectónica, de las cuales tres son de tipo compresivo y una de tipo distensivo. Estas fases tectónicas son las siguientes:

PRIMERA FASE

Esta primera fase, compresiva, responde a una dirección de acortamiento aproximadamente NO-SE, que dió lugar a la formación de pliegues NE-SO, asimétricos y vergentes al SE. Estos pliegues presentan esquistosidad de plano axial que afecta a los materiales pelíticos de las formaciones de la Serie Ibérica.

El significado regional de estas estructuras es escaso, ya que no se han identificado estructuras cartográficas atribuibles a esta fase.

SEGUNDA FASE

Está representada por un acortamiento en dirección NE-SO a E-O que da origen a pliegues de dirección NO-SE a N-S, muy asimétricos y vergentes al NE-E. Estos pliegues también presentan esquistosidad de plano axial pero menos penetrativa.

Esta segunda fase es la más generalizada y fácil de observar a escala de afloramiento en toda la unidad; en ella se alcanzó el máximo gradiente tectónico de la región.

A escala regional, las estructuras de esta fase son las más generalizadas de la zona, con desarrollo de grandes pliegues tumbados.

TERCERA FASE

Esta última fase, compresiva, produce el cabalgamiento de la Unidad de Badules sobre la de Herrera, y a su vez, como manifestación compresiva más tardía, se producen retrocabalgamientos secundarios, a cuyo frente se asocian pliegues-falla homoaxiales a los de segunda fase, pero de vergencia opuesta y sin esquistosidad de plano axial o apenas incipientes crenulaciones en las zonas de núcleo.

El significado cartográfico de estas estructuras a escala regional corresponde a grandes anticlinales de flanco o fallas.

CUARTA FASE

Esta fase, distensiva, se caracteriza por la generación de fallas normales de dirección E-O, NO-SE y SO-NE, que dan origen a pequeñas fosas muy activas. Estas fallas funcionaron en la distensión tardihercínica y se reactivaron en el ciclo alpino.

Así, mientras que la falla inversa de Datos se formó en la tercera fase, esta misma zona de debilidad cortical funcionó, en la cuarta fase, como un desgarre a escala de placa, con desgarres secundarios asociados como la falla del Grío.

Finalmente CONTE (1985), sugiere un modelo evolutivo estructural para la depresión axial del Cámaras (Unidad de Herrera), basado en los datos obtenidos del estudio del emplazamiento de las masas magmáticas, en el que mantiene las fases de deformación propuestas por VILCHEZ (1984), distinguiendo en la cuarta fase dos subfases:

- Una subfase (a) de carácter compresivo que supondría la actuación de la falla de Datos como un desgarre dextral. Este desgarre podría haber actuado como una cizalla simple produciendo la génesis de fallas normales de dirección N-S y la reactivación de otras fracturas preexistentes en la misma dirección que actuarían también como fallas normales. Asimismo, este desgarre podría explicar la evolución en la dirección de algunas fracturas, que pasan de NO-SE en las proximidades de la falla de Datos a N-S cerca ya del valle del Ebro.

- Una subfase (b) de carácter distensivo que generaría la apertura de las discontinuidades preexistentes con direcciones variadas.

4.2.- IDENTIFICACION Y DESCRIPCION DE UNIDADES ESTRUCTURALES.

En el área de estudio se pueden distinguir 4 grandes unidades estructurales que son:

a) Zona estructural de Vicort

Constituída por materiales del Cámbrico inferior y medio, y situada en el extremo SO de la zona de estudio. Presenta una estructura interna compleja, distinguiéndose varios anticlinales de dirección NO-SE, fragmentados por fracturas y fallas inversas NO-SE y E-O. En conjunto es un complejo anticlinorio asimétrico y vergente al NE. El flanco SO desaparece bajo el Mioceno de la depresión de Calatayud, mientras que el flanco NE está en contacto, mediante falla inversa, con la unidad estructural de Algairén. Esta zona de Vicort formaría la Unidad de Badules de LOTZE (1929).

En esta zona se pueden distinguir los siguientes elementos estructurales:

- Anticlinal de Pietas: Es un anticlinal asimétrico, de dirección NO-SE y vergente al NE, constituido por materiales cuarcíticos de la base del Cámbrico. En el núcleo aflora el Precámbrico.
- Sinclinorio de Viver: La dirección es NNE-SSE. El flanco O está afectado por la falla inversa del Espigar. Constituido por Capas de Embid y Capas de Jalón en el núcleo, que presentan una estructura compleja en apretados pliegues.

- Falla del Pico: Divide a la zona estructural de Vicort en dos bloques, siendo el bloque hundido el situado al S de la falla. Su dirección es E-O.
- Falla de Aluenda: Inversa, de dirección NO-SE, pone en contacto el flanco SO del anticlinal de Pietas con el Precámbrico.
- Falla del Espigar: Inversa, con dirección NNO-SSE, por la cual las Capas de Embid cabalgan a las Capas de Jalón del sinclinatorio de Viver.
- Falla de Datos: Inversa, dirigida NO-SE pone en contacto el Cámbrico inferior y medio de la unidad de Vicort con el Tremadociense de la zona de Algairén y el Trías de la Fosa de Morés. Según LIÑAN (1984), esta falla coincide con la de desgarre de Jarque (que es de mayor envergadura) separándose ambas a la altura de Sabiñán e inflexionándose la de Datos hacia el E en Mesones - (ver Fig. 7).

b) Zona estructural de Algairén.

Situada en el extremo Nororiental de la zona de estudio, está formada por materiales ordovícicos y silúricos y corresponde a la Unidad de Herrera de LOTZE (1929). La estructura interna viene definida por un sistema de anticlinales y sinclinales de dirección NO-SE, asimétricos y con vergencia al NE, con intensa fracturación. El límite SO lo constituye la falla de Datos, mientras que al NE limita con el Mesozoico mediante la falla inversa de Almonacid.

En ella se pueden diferenciar los siguientes elementos estructurales:

- Sinclinal del Redondillo: Constituye un sinclinal asimétrico, de dirección NO-SE, en materiales del Tremadociense aflorando en el núcleo la Cuarcita Armoricana. Su flanco O está afectado por la falla de Datos. Esta unidad presenta una intensa fracturación.
- Bloque de Morata: Constituye un bloque elevado entre la Fosa de Morés y el bloque de Ricla (ya fuera de la zona), mediante las fallas de Purroy y río Grío, respectivamente. Forma parte del flanco NE del sinclinal del Redondillo.
- Sinclinorio de Algairén: Está formado por un sistema de anticlinales y sinclinales NO-SE, cuyos ejes se hunden hacia el NO. Son asimétricos y vergentes hacia el NE, y localmente están afectados por fallas inversas y de desgarre. La estructura más importante es el sinclinal del río Tiermas, en cuyo núcleo afloran las pizarras del Ordovícico medio.
- La falla de río Grío de dirección NNO-SSE, ligeramente inversa, hunde el bloque de Algairén con respecto al bloque de Morata y afecta a materiales miopliocenos

c) Fosa de Morés.

Comprende una estrecha franja de dirección NO-SE de materiales triásicos que se extiende desde Illueca hasta el Frasnó. En nuestra zona sólo está representado el borde SE de la fosa.

Está limitada por dos fallas inversas, la de Datos, al O, y la de Purroy, al E.

En ella se pueden diferenciar los siguientes elementos estructurales:

- Sinclinal tumbado de El Frasnó: Formado por materiales del Muschelkalk y Keuper en el núcleo, su flanco O está cabalgado por el Paleozoico.
- Anticlinal fallado del Barranco del Cubo: Es una estructura anticlinal fallada por el plano axial, siendo difícil de reconocerla en las proximidades de El Frasnó.
- Falla de El Frasnó: Es una falla inversa de buzamiento SO, que hacia El Frasnó se bifurca en dos, por las que se ponen en contacto los conglomerados basales del Buntsandstein con los tramos inferiores del Muschelkalk.

d) Zona estructural de Ricla.

Constituye un bloque hundido que afecta a materiales mesozoicos en su mayor parte. El borde occidental se encuentra afectado por la falla del río Grío, que marca el límite con el bloque de Algairén.

Está escasamente representada en el extremo Norte de nuestra zona. En ella se pone de manifiesto el distinto comportamiento tectónico de los materiales que constituyen el tegumento (Buntsandstein) y los de la cobertera, presentando los últimos una estructura indepen

diente de los del substrato, al deslizar sobre los tramos plásticos - del Muschelkalk y Keuper. Es una zona de intensa tectonización, con - frecuentes cobijaduras y deslizamientos, complicados a su vez por el juego de fallas inversas que desplazan unos bloques sobre otros.

El elemento estructural presente en nuestra zona es el de Valluengo, con el límite meridional definido por una fractura que lo separa del bloque de Algairén. En él, los materiales del Muschelkalk forman pliegues bastante apretados de dirección E-O, con tendencia a curvarse en las proximidades de los bloques paleozoicos, tomando direcciones NO-SE.

4.3.- ESTRUCTURAS TECTONICAS

En función de la escala de estudio hemos distinguido los siguientes tipos de estructuras: estructuras a escala cartográfica - (macroestructuras) y estructuras a escala de afloramiento (meso y microestructuras).

4.3.1.- ESTRUCTURAS A ESCALA CARTOGRAFICA: MACROESTRUCTURAS.

4.3.1.1.- Pliegues.

En la zona de estudio se reconocen a escala cartográfica un conjunto de grandes pliegues que presentan una gran continuidad y cuyos ejes tienen una orientación NO-SE, siendo la dirección más generalizada N120-N135, aunque existen variaciones en la misma, principalmente en la zona estructural de Vicort (Unidad de Badules), en la que oscila entre N147-N171. Estos pliegues tienen una vergencia NE y presentan esquistosidad de plano axial.

En la zona estructural de Algairén (Unidad de Herrera), - VILLAS (1979), identifica pliegues de características similares, con un buzamiento del plano axial de 40° al SO y una inmersión de 15° al NE.

Los citados pliegues se corresponden con los definidos por VILCHEZ (1984) como P_2 , generados en la segunda fase de deformación, respondiendo a una dirección de acortamiento NE-SO, a los que clasifica, según RAMSAY (1977), en dos tipos: pliegues de clase 1C, con charnelas ligeramente engrosadas, en capas competentes estratificadas en bancos superiores a 1 metro, y pliegues de clase 3, con flancos estrangulados en rocas incompetentes o en alternancias finamente estratificadas de materiales competentes e incompetentes.

Este autor ha identificado una primera generación de pliegues muy apretados (P_1), de dirección aproximada N30-N45, de flancos

subverticales, vergentes al E y con esquistosidad de plano axial asociada, que se han generado en la primera fase de deformación compresiva, respondiendo a una dirección de acortamiento NO-SE, a los que clasifica según RAMSAY (1977) como pliegues de clase 1B evolucionando por aplastamiento a clase 1C. En nuestra zona estos pliegues no han sido observados a escala cartográfica, aunque se ha deducido su existencia en función del reconocimiento de la esquistosidad asociada a los mismos (S_1).

Finalmente, VILCHEZ (1984) identifica una última generación de pliegues P_3 homoaxiales con P_2 , pero con vergencia opuesta a aquellos y con el flanco Oeste laminado, determinando pliegues-falla cabalgantes hacia el O, generados en la tercera fase de deformación compresiva, de estilo más rígido. En nuestra zona asociamos a este tipo de pliegues el sinclinal del Redondillo.

4.3.1.2.- Fallas.

En la zona de estudio está presente una compleja red de fallas, que presentan direcciones variables NO-SE, NE-SO, E-O. En ellas no se ha podido observar el plano de falla, lo que ha impedido conocer la vergencia de las mismas.

En cuanto a los tipos existentes, se han reconocido los siguientes:

Fallas inversas: Son especialmente abundantes en la zona estructural de Vicort. La más importante es la falla de Datos, formada durante la tercera fase compresiva, siendo también de este tipo - las de Aluenda, del Espigar y del río Grío.

Fallas de dirección: No son abundantes; en este sentido, la falla de Datos ha funcionado como desgarre dextral, con desgarres secundarios asociados (falla del río Grío) durante la cuarta fase distensiva.

Fallas normales: Son las predominantes en el área, especialmente en la zona estructural de Algairén, destacando en la de Vicort - la falla del Pico. Estas fallas han funcionado durante la distensión tardihercínica (cuarta fase) y posteriormente han rejugado en el ciclo alpino.

4.3.1.3.- Descripción de la fracturación de la zona.

Para facilitar el análisis de la fracturación, se ha subdividido el área de estudio en dominios estructurales. Se han diferenciado un total de cuatro dominios estructurales, que son los siguientes: a) Bloque de Vicort, b) Bloque de Pietas, c) Bloque de Algairén, d) Bloque de Inogés; quedando incluidos los dos primeros bloques en la zona estructural de Vicort y los dos últimos en la zona estructural de Algairén.

Los dominios estructurales definidos están delimitados por accidentes tectónicos: frentes de cabalgamiento y grandes fallas (Fig. 8).

El estudio de la fracturación general se ha realizado mediante el análisis cartográfico de estas fallas, representando en diagramas de rosa de vientos las direcciones que presentan en planta.

A continuación se comentan los dominios definidos.

a) Bloque de Vicort

Este dominio aparece delimitado al N por la falla del Pico, al S por el propio límite del área de estudio, al E por el frente de cabalgamiento de la falla de Datos y al O por la depresión terciaria de Calatayud, aflorando materiales del Cámbrico inferior y medio. Presenta una estructura tectónica compleja, con abundantes pliegues sinclinales y anticlinales así como grandes fracturas, siendo especialmente dominantes las fallas inversas. La estratificación presenta polaridades normales.

En el diagrama de rosa de vientos en el que se han proyectado las direcciones de fracturación medidas, se aprecia un máximo dominante de dirección N130 que corresponde a la familia de fallas -- de desarrollo principal y otros tres máximos secundarios de direcciones N50, N60 y N80 que corresponden a otras tantas familias de fallas de escaso desarrollo (Fig. 9).

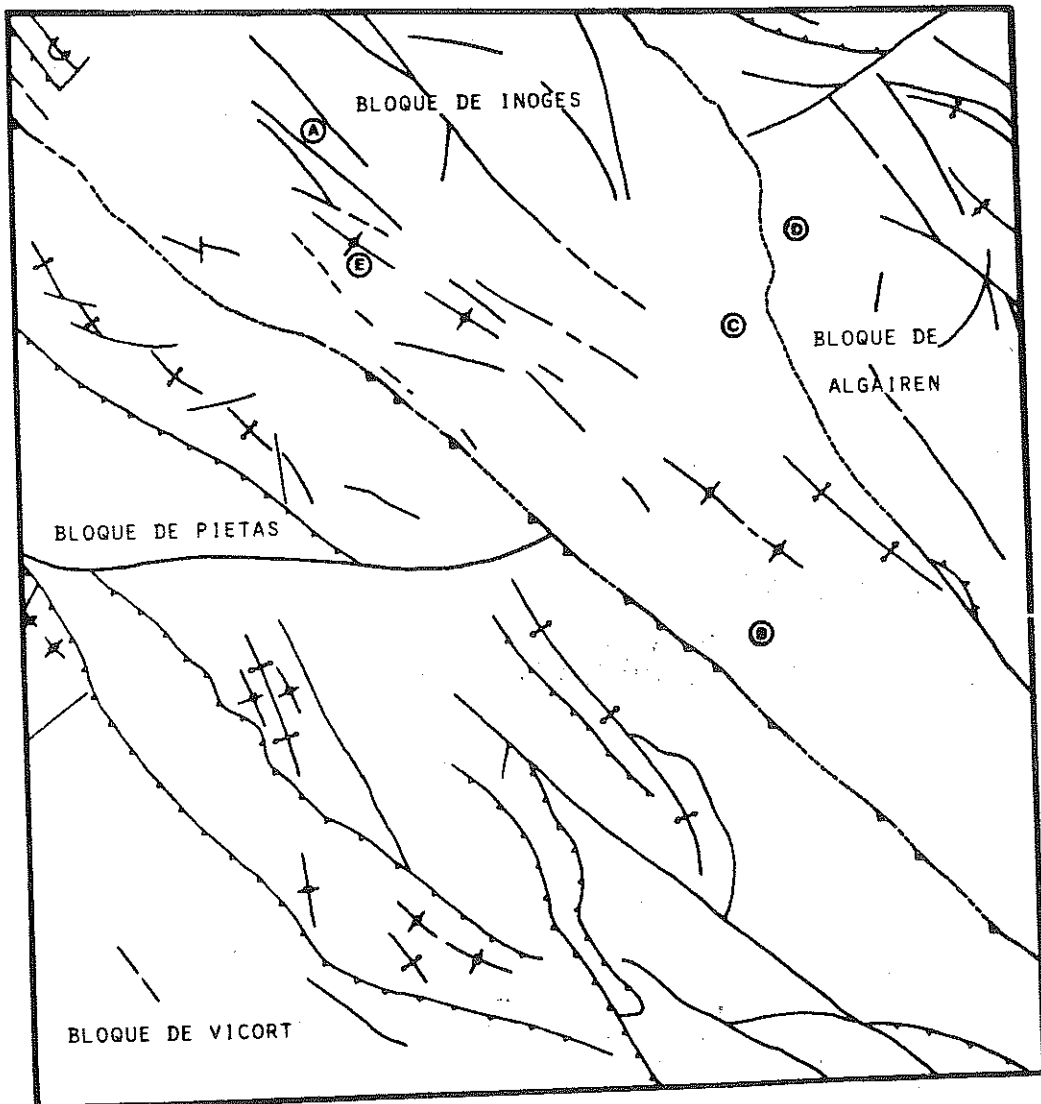


Figura 8.- Situación de los dominios estructurales y emplazamiento de las estaciones de medidas de datos estructurales.

b) Bloque de Pietas

Este dominio, de forma aproximadamente triangular, se encuentra delimitado al NE por el frente de cabalgamiento de la falla de Datos, al O por el límite propio del área de estudio y al S por la falla del Pico. Está constituido por materiales del Precámbrico y del Cámbrico inferior y medio que al igual que en el dominio anterior presentan una estructura tectónica compleja, destacando el pliegue anticlinal de Pietas, en cuyo núcleo afloran las Pizarras de Paracuellos (Precámbrico), así como la falla inversa de Aluenda. La estratificación presenta en general polaridades normales, pero en las inmediaciones de la falla de Datos adopta polaridad inversa y dirección subparalela a aquella.

El diagrama de rosa de vientos permite identificar dos familias de fallas de desarrollo similar y de direcciones N30 y N110 - (Fig. 9).

c) Bloque de Algairén.

Este dominio está delimitado al N por la falla del barranco de Valdejudías, al E por el límite propio del área de estudio y al O por la falla del río Grío. En él afloran materiales del Cámbrico superior, Ordovícico y Silúrico (Ludlow superior), que presentan una estructura tectónica compleja de plegamiento y fractura.

En cuanto a la estratificación, presenta en general polaridades normales, salvo en el Norte, donde existen polaridades invertidas relacionadas con el intenso plegamiento y fracturación que afecta a los materiales del Silúrico en la zona de la Dehesa de Vardalgal.

El diagrama de rosa de vientos pone de manifiesto la existencia de cinco familias de fallas de direcciones N30, N60, N110, N140 y N170, de las cuales la de dirección N140 es la de mayor desarrollo (Fig. 10).

d) Bloque de Inogés.

Este dominio aparece delimitado al N y al O por los límites propios del área de estudio, al E por la falla del río Grío y hacia el SE por el frente de cabalgamiento de la falla de Datos. Está constituido por materiales del Cámbrico superior y Ordovícico, aunque también afloran materiales de la cobertera mesozoica y cuaternarios que rellenan la fosa de Morés, que se ha incluido en este dominio a nivel de fracturación por ser ésta muy escasa.

La estructura tectónica es compleja y responde a un estilo de plegamiento y fractura. La estratificación presenta polaridades normales.

El diagrama de rosa de vientos pone de manifiesto la existencia de dos familias de fallas de direcciones N20 y N140, de las cuales la segunda alcanza mayor desarrollo (Fig. 10).

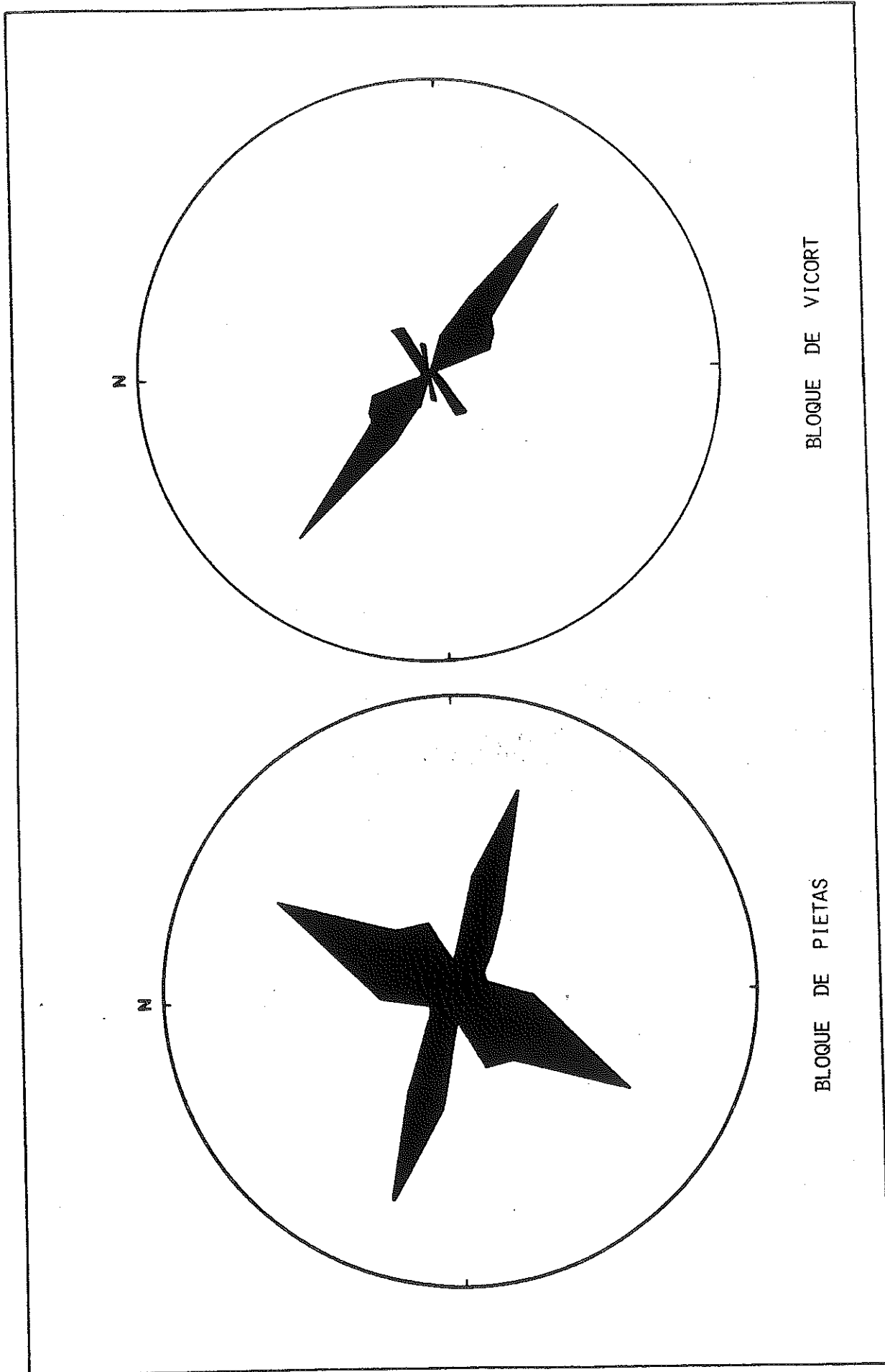


Figura 9.- Diagramas de rosa de vientos de direcciones de fallas en los Bloques de Pietas y Vicort.

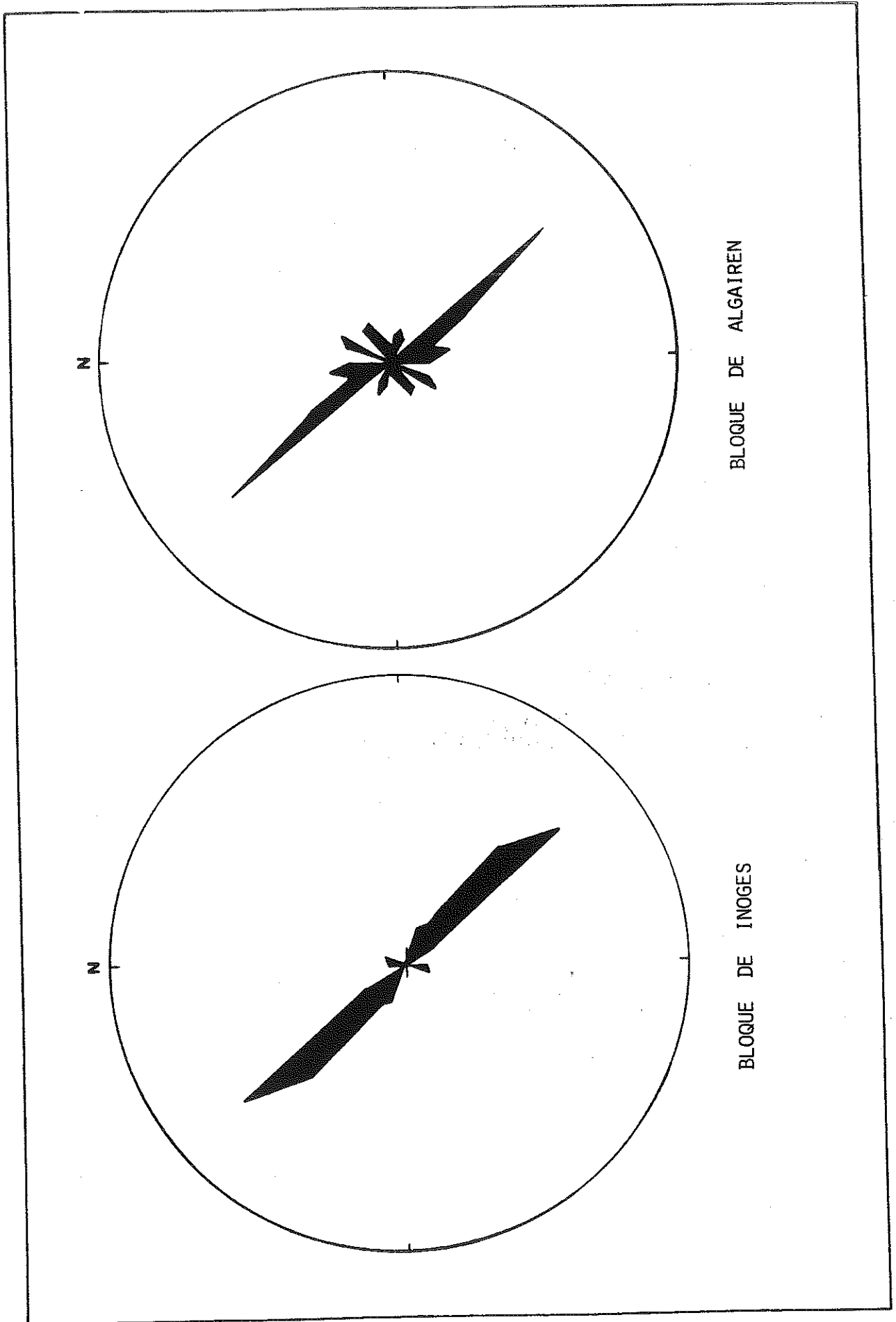


Figura 10.- Diagramas de rosa de vientos de direcciones de fallas en los Bloques de Inogés y Algairén.

4.3.1.4.- Emplazamiento de filones de cuarzo

El estudio y descripción de la fracturación de la zona, nos ha permitido contrastar el control ejercido por dicha fracturación sobre el emplazamiento de filones de cuarzo.

En todo el área los filones de cuarzo alcanzan gran desarrollo, aunque son especialmente abundantes en el Bloque estructural de Inogés como se puede observar en nuestra cartografía. Estos filones presentan una orientación N135-N140, la cual coincide con la que presenta la familia de fallas de mayor desarrollo en el mencionado bloque (N140).

En ocasiones los filones de cuarzo se encuentran desplazados por la actuación de fallas de dirección N20, por lo que se podría deducir que éstas se han generado con posterioridad al desarrollo de la familia de fallas principal, de dirección N140 a favor de las cuales se ha producido el emplazamiento de los filones.

En las observaciones de campo se han diferenciado dos tipos de disposición de los filones de cuarzo: mientras que unos aparecen relleno las propias fracturas, otros se disponen en las inmediaciones de éstas sin ocuparlas.

También se observa en las inmediaciones de las zonas de falla un progresivo aumento del número y del espesor de los filones de cuarzo. Frecuentemente se puede apreciar cómo en estas zonas, y en las proximidades de la falla, las rocas de caja presentan un aspecto brechificado, estando atravesadas por abundantes filoncillos de cuarzo y exis

tiendo un progresivo aumento en la densidad y en el grosor de los filones, llegándose a producir la total silicificación y el reemplazamiento del material original, tanto de la roca brechificada como de la que constituye la roca de caja (Fotos 1 y 2).

4.3.2. ESTRUCTURAS A ESCALA DE AFLORAMIENTO: MESO Y MICROESTRUCTURAS.

El análisis de estructuras a escala de afloramiento permite, en razón a su relación directa mediante leyes simples con las macroestructuras, tener un mejor conocimiento de éstas, así como identificar las distintas fases de deformación que han afectado a los materiales y su sucesión en el tiempo.

Los materiales del área de estudio presentan una serie de meso y microestructuras entre las que cabe señalar: pliegues, esquistosidades, lineaciones de intersección, lineaciones minerales, micropliegues, boudinage, crenulación, kink-bands y diaclasas.

El análisis estructural se ha realizado en base a medidas de estructuras planares (esquistosidad) y de estructuras lineares (lineaciones de intersección y ejes de mesopliegues).

Las orientaciones de las citadas estructuras menores se han medido en cinco estaciones ubicadas al NE del Frasnó, en las inmediaciones de Inogés, en el barranco de Churte, en el sinclinal de Valdecepero y en la Sierra de Vardalgal (ver fig. 8). Todas ellas están situa

das en la unidad de Herrera (Zona estructural de Algairén), que es en donde existen las mejores condiciones de afloramiento. En las tres primeras estaciones los materiales afectados corresponden a la Serie Ibérica indiferenciada, perteneciendo los de las dos últimas al Tramo intermedio de la Cuarcita Armoricana.

La representación gráfica de las direcciones medidas se recoge en los estereogramas de las figuras 11 y 12.

4.3.2.1.- Estructuras planares: esquistosidad.

Se han reconocido dos esquistosidades de plano axial S_1 y S_2 , asociadas a dos familias de pliegues, que presentan un desarrollo bastante generalizado dentro de la Unidad de Herrera.

La esquistosidad S_1 es muy penetrativa en los niveles pelíticos, afectando escasamente a los niveles cuarcíticos, y pudiéndose observar el fenómeno de refracción de la esquistosidad cuando se intercalan niveles cuarcíticos en tramos pelíticos.

Esta esquistosidad se puede considerar como un clivaje de flujo (pizarrosidad) (WILSON, 1978), y su actuación condiciona la intensa orientación de los minerales arcillosos y de las micas blancas, como se puede observar al microscopio en la mayoría de las muestras pelíticas estudiadas.

La esquistosidad S_1 presenta un máximo de dirección N39E (Fig. 13) y se encuentra asociada a los pliegues P_1 de la primera fase de deformación compresiva, los cuales, como se ha especificado anteriormente, no han podido ser observados a escala cartográfica en nuestra zona de estudio.

A escala de afloramiento, S_1 está frecuentemente enmascarada por el desarrollo de S_2 , lo que dificulta a menudo su observación. Sin embargo en el Tramo intermedio de la Cuarcita Armoricana, únicamente se ha reconocido S_1 , lo que sugiere que el comportamiento rígido de los Tramos inferior y superior de la Cuarcita Armoricana ha impedido el desarrollo de S_2 .

La esquistosidad S_2 es también bastante penetrativa en los niveles pelíticos, superponiéndose a la esquistosidad primitiva S_1 . - En algunos casos ésta se puede observar al microscopio como una esquistosidad de crenulación, que produce la reorientación de los minerales micáceos.

La esquistosidad S_2 presenta un máximo de dirección N144E (Fig. 13) y se encuentra asociada a los pliegues P_2 de la segunda fase de deformación, compresiva.

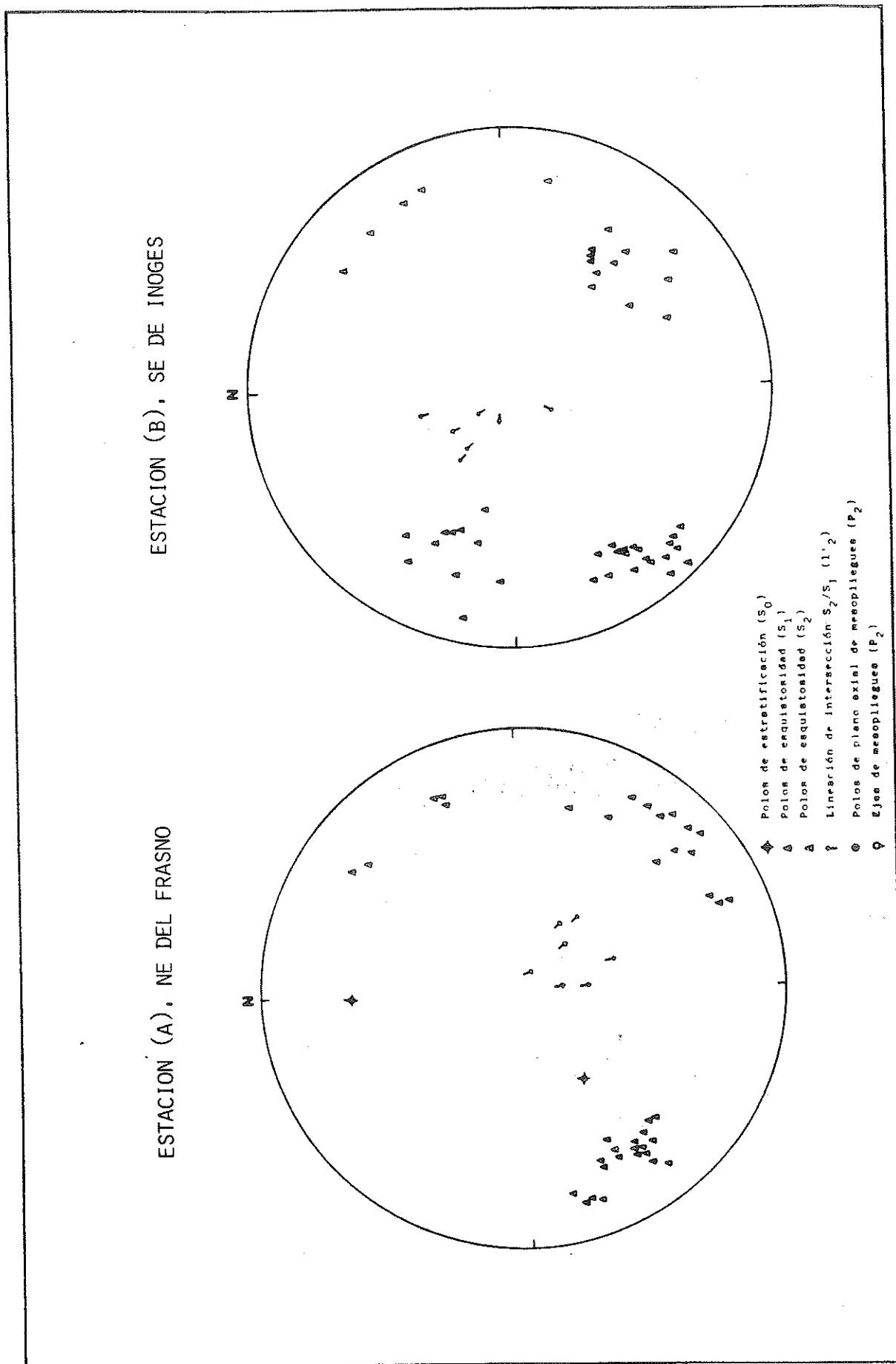


Figura 11.- Representación estereográfica de microestructuras en materiales de la Serie Ibérica.

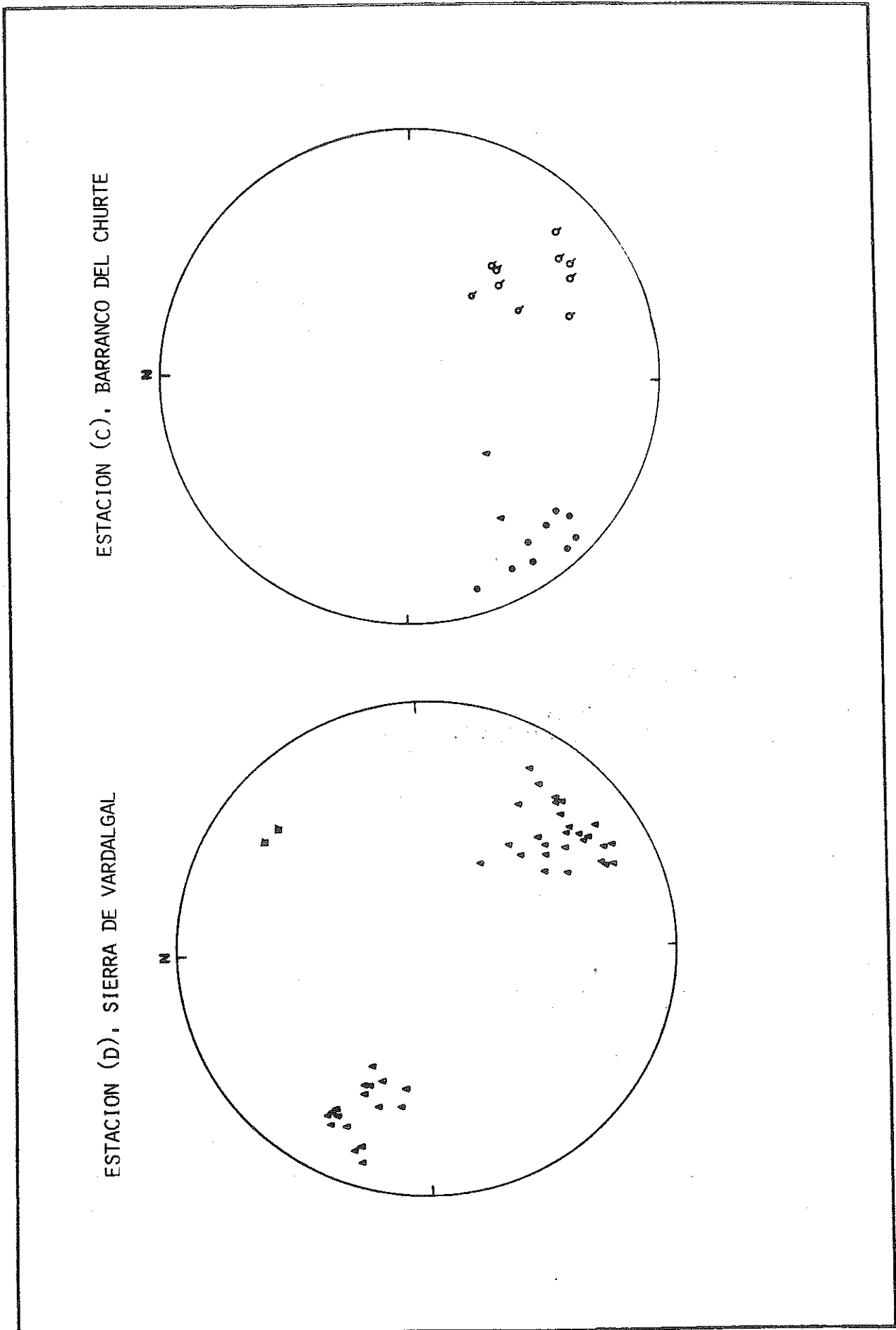


Figura 12.- Representación estereográfica de microestructuras en materiales de la Formación Cuarcita Armoricana (D) y de la Serie Ibérica (C).

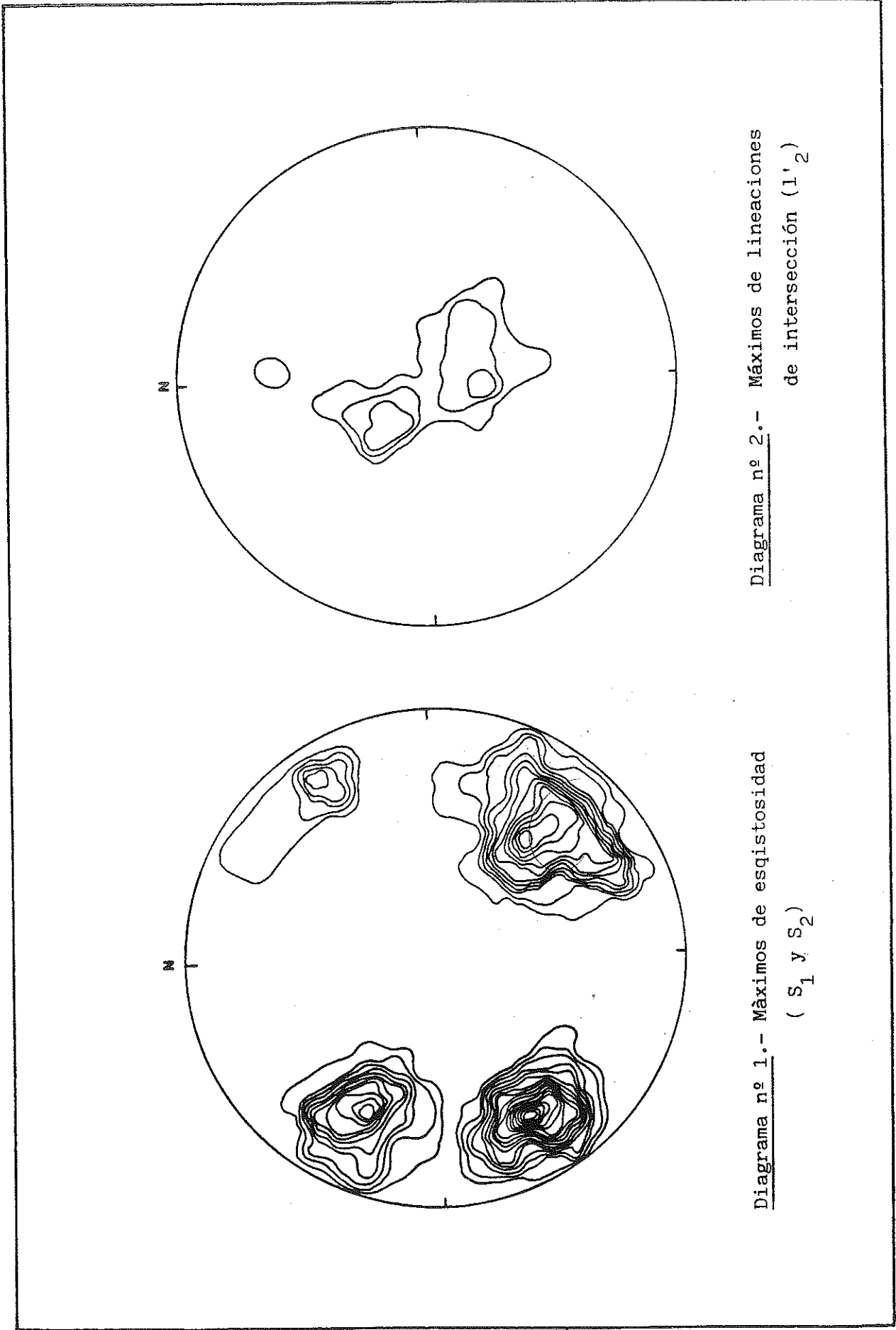


Figura 13.- Representación estereográfica de máximos de esquistosidad (Diagrama nº 1) y de lineaciones de intersección (Diagrama nº 2) del conjunto de las estaciones.

4.3.2.2.- Estructuras lineares

Las estructuras lineares consideradas han sido los ejes de mesopliegues y las lineaciones de intersección.

Los ejes de mesopliegues se han medido en la estación del Barranco de Churte, en materiales de la Serie Ibérica. Presentan dos máximos de direcciones N122E y N137E y una inmersión de 22° y -50° al SE (Fig. 12). Estos pliegues corresponden a los P_2 generados en la segunda fase de deformación compresiva.

En la misma estación se ha observado boudinage y micropliegues.

Las lineaciones de intersección son elementos lineales resultantes de la intersección de dos superficies, y en nuestra zona se han reconocido las siguientes:

- l_1 - lineación de intersección entre la estratificación S_0 y la esquistosidad S_1 , $l_1 (S_0/S_1)$.
- l_2 - resultante de la intersección entre la estratificación S_0 y la esquistosidad S_2 , $l_2 (S_0/S_2)$.
- l'_2 - resultante de la intersección entre las esquistosidades S_1 y S_2 , $l'_2 (S_2/S_1)$.

Estas lineaciones de intersección son las representadas en los estereogramas de la figura 11.

Queremos resaltar que las condiciones de deformación son similares en todo el área: los pliegues tienen una vergencia constante y las esquistosidades presentan diferentes vergencias dependiendo del flanco en el que se han efectuado las medidas. Por ello, se han recogido todos los datos de esquistosidad y lineaciones medidos en las diferentes estaciones en los estereogramas de la fig. 13, que dan una idea de conjunto aproximada sobre la disposición regional de la esquistosidad.

Finalmente, queremos señalar que la presencia de estructuras de deformación propias de los niveles estructurales medio e inferior, indica que durante la Orogenia Hercínica los materiales estudiados se situaron en una zona próxima al límite entre ambos niveles, mientras que durante el ciclo Alpino los materiales presentaron un comportamiento más frágil con desarrollo de estructuras propias del nivel estructural superior.

4.4.- RESUMEN DE CARACTERES ESTRUCTURALES

Los materiales aflorantes en el área pertenecen a las unidades de Herrera y Badules (LOTZE, 1929), que quedan incluidas según

LIÑAN (1984) en el Bloque Cantábrico y en el Bloque oriental de la zona Asturoccidental-Leonesa, respectivamente.

La estructura que estos materiales presentan viene determinada, fundamentalmente, por la superposición de las orogenias herciniana y alpina.

En la orogenia Hercínica, VILCHEZ (1984) propone un esquema tectónico de la Unidad Herrera en el que distingue cuatro fases de deformación, tres primeras compresivas y una final distensiva. CONTE - (1985) mantiene estas mismas fases de deformación, diferenciando dos subfases en la cuarta fase, de tal modo que en una primera etapa sería compresiva y sólo al final se produciría la distensión.

En la orogenia Alpina se produce la fragmentación del zócalo Paleozoico, según fallas longitudinales en escalón, durante la fase pirenaica, mientras que el plegamiento principal tiene lugar en la fase sábrica originando distintos tipos de pliegues: de zócalo, de revestimiento y de cobertera.

En el área de estudio hemos diferenciado cuatro grandes - unidades estructurales: Zona estructural de Vicort, Zona estructural de Algairén, Fosa de Morés y Zona estructural de Ricla. A su vez, en la primera se han individualizado los bloques de Vicort y de Pietas y en la segunda los bloques de Algairén e Inogés.

El análisis estructural realizado ha puesto de manifiesto la concordancia (a escala macro y micro) de las estructuras estudiadas por nosotros con las señaladas por VILCHEZ (1984) en el esquema

tectónico de la Unidad Herrera, pudiéndose asimilar a las fases de deformación por él propuestas. Así, se han reconocido pliegues, P_1 , P_2 y P_3 de la primera, segunda y tercera fases de deformación respectivamente, y las esquistosidades de plano axial S_1 y S_2 asociadas a los dos primeros, así como las lineaciones de intersección correspondientes. Igualmente, se ha identificado una compleja red de fallas - generadas en su mayoría en la distensión tardihercínica y que han rejugado durante el ciclo alpino, aunque algunas de ellas (Falla de Datos) tuvieran su origen en la tercera fase compresiva.

En el estudio de estructuras a escala cartográfica se han distinguido:

Pliegues: Se han reconocido grandes pliegues P_2 , generados en la segunda fase de deformación, cuyos ejes tienen una orientación N120-N135.

La existencia de una esquistosidad S_1 asociada a pliegues P_1 , permite deducir la existencia de estos pliegues generados en la primera fase de deformación, aunque no han sido observados a escala cartográfica.

Existen pliegues P_3 homoaxiales con P_2 y con vergencia opuesta (sinclinal del Redondillo).

Fallas: Existe una compleja red de fallas de direcciones - variables NO-SE, NE-SO, E-O; reconociéndose los siguientes tipos: Fallas inversas (falla de Datos, de Aluenda, del Espigar, del río Grío), de dirección (falla de Datos y del río Grío), y normales.

El estudio de la fracturación de la zona ha permitido identificar las familias de fallas existentes en los bloques estructurales diferenciados. En el Bloque de Vicort existe una familia de fallas de desarrollo principal de dirección N130, además de otras de escaso desarrollo de direcciones N50, N60 y N80. En el Bloque de Piestas se han reconocido dos familias de fallas de desarrollo similar y de direcciones N30 y N110. En el Bloque de Algairén existe una familia de desarrollo principal de dirección N140, y otras cinco secundarias de direcciones N30, N60, N110, N140 y N170. En el Bloque de Inogés se reconocen dos familias de fallas de direcciones N20 y N140, siendo esta última la de mayor desarrollo.

Se puede concluir que la familia de fallas de mayor desarrollo y representación en el área de estudio es la de dirección N140.

El emplazamiento de filones de cuarzo está controlado por el desarrollo de la fracturación, como se puede deducir de la dirección predominante que éstos presentan, N135-N140, coincidente con la dirección de las familias de fallas de mayor desarrollo.

Así, los filones de cuarzo se disponen unas veces "rellenando" fracturas, otras en sus inmediaciones, sin ocuparlas, observándose en éste caso un gradiente en dirección a la falla en cuanto a densidad y potencia de los filones, que en el grado máximo llegan a producir por metasomatismo la total sustitución del material original.

En lo que respecta al estudio de estructuras a escala de afloramiento, se han diferenciado:

Estructuras planares: esquistosidad.

Se han reconocido dos esquistosidades de plano axial:

- La esquistosidad S_1 , asociada a pliegues P_1 , con un máximo de dirección N39E y que es muy penetrativa en los niveles pelíticos, observándose el fenómeno de refracción cuando existen intercalaciones cuarcíticas. Esta esquistosidad se puede considerar como un clivaje de flujo y condiciona la intensa orientación de los minerales arcillosos y micáceos.
- La esquistosidad S_2 está asociada a los pliegues P_2 y presenta un máximo de dirección N144E. Esta esquistosidad produce la reorientación de los minerales micáceos y es también bastante penetrativa en los niveles pelíticos, superponiéndose a la S_1 a la que frecuentemente enmascara.

Estructuras lineares

- Se han medido ejes de mesopliegues que presentan dos máximos de direcciones N122E y N137E, asociados a pliegues P_2 . Se ha reconocido la existencia de budinage y micropliegues, igualmente asociados a P_2 .
- Se han reconocido tres lineaciones de intersección: l_1 , resultante de la intersección entre la estratificación S_0 y la esquistosidad S_1 ; l_2 , resultante de la intersección entre la estratificación S_0 y la esquistosidad S_2 ; l'_2 , resultante de la intersección entre las esquistosidades S_1 y S_2 .

El estudio de las estructuras de deformación indica que durante la orogenia Hercínica los materiales se situaron en una zona próxima al límite entre los niveles estructurales medio e inferior, mientras que durante el ciclo Alpino presentaron un comportamiento más frágil, con desarrollo de estructuras propias del nivel estructural superior.

5.- CARTOGRAFIA Y CORTES GEOLOGICOS

Se ha realizado una cartografía geológica a escala 1:25.000 incluida en el Anexo, que, aunque en líneas generales coincide con la hoja del Mapa Geológico a escala 1:50.000 editado por I.G.M.E., nº 410 (La Almunia de Doña Godina) contiene las siguientes aportaciones:

- Identificación de un mayor número de fallas.
- Modificación de los contornos de algunas formaciones y fundamentalmente de los depósitos pliocuaternarios.
- Identificación y diferenciación de tramos en la Formación Cuarcita Armoricana, de las Formaciones Dere y Santed pertenecientes a la Serie Ibérica, y de las Formaciones Castillejo y Fombuena, Calizas de Cistideos, Pizarras de Orea, Cuarcita Blanca y Bádenas, situadas estas últimas en el extremo Nororiental de nuestra zona.
- Modificación de los contornos de la Facies Buntsandstein, e identificación de la Formación Dolomías de Ribota, en tres pequeñas elevaciones situadas al SO del Frasno.
- Diferenciación de los dos niveles de terrazas existentes en el río Grío.

Para completar este apartado se han realizado dos cortes geológicos a escala 1:25.000, cuya situación se refleja en la cartografía y en los que se hace una interpretación de las estructuras mayores y de cómo éstas afectan a las distintas formaciones.

6.- PALEOGEOGRAFIA

La reconstrucción de la Paleogeografía de una región exige la investigación y/o la recopilación de un gran número de datos, cuyo conjunto permita deducir la historia evolutiva a lo largo del tiempo geológico.

Dado que el ámbito de la zona de estudio es restringido y los datos recogidos son muy limitados a efectos de su utilización en la reconstrucción de la Paleogeografía, es por lo que nos hemos basado en los resultados aportados por distintos autores, en los estudios de carácter regional y nacional, para esbozar los principales rasgos que afectan a nuestra zona y que comentamos a continuación.

Los materiales aflorantes más antiguos se han datado como precámbricos, época en la que tiene lugar una sedimentación de aportes detríticos finos, en un ambiente que, a pesar de la ausencia de restos fósiles y huellas de actividad orgánica, puede interpretarse como marino nerítico de relativa profundidad por la ausencia de estructuras sedimentarias de corriente y oleaje. (HERNANDEZ SAMANIEGO, et al. 1980).

El Cámbrico se caracteriza en la cuenca ibérica por la existencia de una importante subsidencia acompañada de una elevada tasa de sedimentación, predominantemente de detríticos depositados en un ambiente marino, transgresivo en el Cámbrico inferior y medio y regresivo en el Cámbrico superior (LOTZE, 1961, ALIAGA, 1968).

En el Cámbrico inferior, la Cwarcita de Bámbola representa una sedimentación de detríticos groseros procedentes según CARLS (1983) del hipotético macizo del Ebro. La presencia de estratificación cruzada sugiere la posibilidad de que éstos sean depósitos transicionales, que evolucionan a los depósitos más finos (arenas y limos), con pistas orgánicas, de las Capas de Embid.

En el Cámbrico inferior-medio las Capas del Jalón muestran los efectos de emersión mareal, presentando estructuras (rizaduras, laminación cruzada, laminación lenticular, convolutas, estructuras de carga y pistas orgánicas), propias de plataformas mareales, (HERNANDEZ SAMANIEGO, et al. 1980). Posteriormente se inicia la sedimentación carbonatada de la Dolomía de Ribota, con indicios de altas salinidades en ambientes mareales de cuencas lagunares (SCHMIDT-THOME, 1968) y de probable carácter biostromal (HERNANDEZ SAMANIEGO et al. 1980), a la que sigue una sedimentación detrítica fina (Pizarras de Huérmeda), sucedida por un episodio intermedio de depósitos más gruesos (Areniscas de Daroca) con escasos trilobites, que representan un ambiente de plataforma marina, y de nuevo prosigue la sedimentación pelítica (Pizarras de Murero) con abundante fauna de trilobites.

En el Cámbrico medio-superior y en el Ordovícico inferior (Tremadoc y Arenig inferior), nuestra zona quedó incluida en un medio nerítico; los sedimentos arenosos y arcillosos de esta época -

(Serie Ibérica) alcanzan 5.000 m. de espesor, representando un máximo en la tasa de sedimentación. Según LOTZE (1961) las formas montañosas y los antepaíses emergidos quedarían arrasados, convirtiéndose el geosinclinal Cámbrico en una región de hundimiento, en donde se sedimentaron los materiales clásticos de la Serie Ibérica.

KOLB (1978), demuestra que varios tramos de esta serie son de icnofacies intermareal. SCHEUPLEIN (1970), SCHMITZ (1971) y JOSOPAIT (1972) encuentran direcciones de transporte que sugieren la localización del área de abastecimiento en el sector E, y suponen una distribución del material mediante deltas variables. CARLS (1983) sitúa el área fuente en la dirección del hipotético macizo del Ebro, sin descartar suministros procedentes de zonas al NE, más lejanas del macizo, en base a medidas de estructuras sedimentarias que indican en su gran mayoría direcciones de aportes del sector NE al SO. Por otro lado, la presencia en las formaciones de la Serie Ibérica de lentejones de conglomerados maduros de origen fluvial y costero distribuidos irregularmente, supone según KOLB (1978) y WOLF (1980) un transporte de estos materiales a través de canales mareales desde las zonas de su formación hasta el interior de la cuenca, que siempre permanecía muy somera. Además, KOLB (1978) sugiere la proximidad del litoral en el sector NE, a partir de la existencia de tiloides con cuarzos, lilitas, areniscas y placas de lodo resedimentadas en matriz arcillosa, que interpreta como conglomerados litorales deslizados junto con materiales fangosos.

Durante el Arenig se produjo en toda la cuenca ibérica una regresión generalizada que dió paso posteriormente a una fase transgresiva, prolongada a lo largo de todo el Ordovícico y afectando a to

do el ámbito Ibero-Armoricano. Durante este período se implanta según LOTZE (1961) un régimen de sedimentación de tipo geosinclinal más irregular y de aguas menos profundas que el geosinclinal Mediterráneo Cámbrico, en el que los sedimentos son más litorales en el NE y más profundos hacia el SO.

En nuestra zona, la transgresión Ordovícica comienza con la sedimentación de la "Cuarcita Armoricana", en la que se distinguen tres etapas de depósito en ambiente marino somero bien diferenciadas.

Según VILLAS (1979), en la primera etapa la sedimentación se produjo en un ambiente intermareal, sugerido por la presencia de Skolithos. En la segunda etapa se producen una serie de transgresiones y regresiones pasándose cíclicamente de una zona "fore-shore" a otra "shore-face", desarrollándose en esta última una epifauna e infauna productora de huellas horizontales tipo Cruziana. Finalmente en la tercera etapa se implanta de nuevo un medio litoral con características de "fore-shore".

La procedencia de estos materiales se situaría según CARLS (1983) en importantes áreas de denudación hacia el O de Ibero-Armórica, aunque BEGE (1970) encuentra direcciones de transporte procedentes del macizo del Ebro.

El Ordovícico medio y superior presentan la menor tasa de sedimentación de todo el Paleozoico inferior, que tiene carácter predominantemente detrítico.

Durante el Llanvirn se producen depósitos de sedimentos ferruginosos (horizontes de hierro oolítico), junto con esporádicos apor

tes de cantos de cuarzo, que en nuestra zona aparecen en el Miembro Marité de la Formación Castillejo. La sedimentación continúa con depósitos pelíticos y samíticos, manteniendo este carácter durante el Llandeilo. De nuevo en el Caradoc aparecen depósitos de niveles ferríferos en el Miembro Piedra del Tormo de la Formación Fombuena. Aunque en varias ocasiones durante el Llandeilo y Caradoc se produjo la precipitación química de óxidos de hierro impregnando los sedimentos terrígenos, estos depósitos no llegaron a alcanzar la importancia de los del Llanvirn.

Según GUTIERREZ-MARCO et al. (1984) esta sucesión sedimentaria tiene un carácter transgresivo, ya que se inicia con sedimentos marinos someros, próximos a medios intermareales, y continúa con depósitos pelíticos que contienen fauna propia de ambientes neríticos, en general cercanos al nivel de base del oleaje. Los niveles de hierro están asociados a sucesivos ciclos progradacionales, cada uno de los cuales culmina con un horizonte mineralizado.

El área fuente que en esta época suministró estos materiales no se puede atribuir con exclusividad al macizo del Ebro (CARLS, 1983), aunque WIEGAND (1966) determinó en la región de Fombuena direcciones de transporte NE a SO.

En el Ashgill se implanta una sedimentación carbonatada, que se extendió en todo el ámbito ibérico. En un primer episodio tiene lugar una sedimentación margosa con un importante desarrollo de la epifauna (cistideos, crinoideos y briozoos ramificados, además de braquiópodos y gasterópodos) y de la semiinfauna (trilobites) (VILLAS, 1979). En un segundo episodio cesan los aportes terrígenos, produciéndose en aguas someras una sedimentación exclusivamente carbonatada.

En el límite Ordovícico-Silúrico se produjo un descenso eustático, como consecuencia de la glaciación que afectó a todo el área mediterránea oriental (TAMAIN, 1972). Según CARLS (1983) estos fenómenos expusieron a las calizas de Cistideos a la erosión, que fué diferencial, de tal forma que quedaron eliminadas por completo en algunas zonas, mientras que en otras (Alpartir, VILLAS, 1979), no se observan indicios de exposición de las calizas a la erosión; esto se debe, según CARLS (1983), a que el descenso eustático estuvo acompañado por levantamientos adicionales.

En el Silúrico inferior comienza una sedimentación clástica de grano variable, propia de un medio nerítico de aguas tranquilas con esporádicos incrementos de energía, que corresponde a la Formación Orea y en la que dominan pelitas y limolitas con intercalaciones de arenitas. Según CARLS (1983) estos materiales se transportaron en témpanos de hielo que procedían de costas o desembocaduras cercanas.

A continuación, y como consecuencia de un fuerte aumento energético (VILLAS 1979), se depositan las arenas muy lavadas de la Guarcita Blanca, en un medio probablemente litoral.

En el Llandovery inferior-Ludlow superior tuvo lugar la sedimentación de la Formación Bádenas, en una cuenca de mayor subsidencia que en el Ordovícico medio y superior. La subsidencia fue siempre compensada por el depósito de abundantes sedimentos detríticos finos en aguas someras. Según CARLS (1983), este movimiento en sentido negativo en la cuenca se puede considerar como una compensación de movimientos positivos de masas colindantes en el NE. Estos procesos se amortiguaron hacia el O, en el que escasean los materiales arenosos, por

lo que los aportes detríticos se derivaron del NE, de un macizo en levantamiento acompasado. En el área de estudio no afloran otros materiales paleozoicos posteriores al Ludlow superior.

En el Triásico tiene lugar la sedimentación de los materiales detríticos en facies germánica del Buntsandstein, que constituyen depósitos tipo capas rojas atribuibles a una sedimentación continental de aportes fluviales en ambiente de abanico y llanura aluvial; el clima debía ser cálido y con pluviosidad intensa, pero intermitente. Estos materiales fosilizan el relieve, rellenando sus irregularidades.

Posteriormente, el cese de los aportes detríticos y la instalación de un régimen de sedimentación marino muy somero, origina los depósitos calcáreos del Muschelkalk, sin que estén representadas en nuestra zona otros materiales de la cobertura mesozoica.

Durante el Burdigaliense-Vindoboniense se produce una sedimentación continental de conglomerados, areniscas y limos en discordancia progresiva y coincidentes con las deformaciones de la fase Estáfrica, siendo esta unidad la única que en nuestra zona representa la sedimentación terciaria.

En el Plio-Cuaternario se producen depósitos de materiales detríticos que responden a factores tectónicos y climáticos. Los primeros actuaron rejuveneciendo los relieves antiguos por hundimientos póstumos a lo largo de las dislocaciones principales y los segundos han proporcionado a los depósitos unos caracteres texturales reflejo de la alternancia de etapas de intensa pluviosidad con otras de sequía, ambas bajo un régimen térmico elevado. Estos depósitos están re

lacionados con las formaciones litológicas predominantes de los relie
ves paleozoicos próximos y recubren una penillanura sin nexo alguno -
con la red fluvial actual.

Finalmente, durante el Pleistoceno se produce el encajamiento
de la red fluvial originando los depósitos de terrazas, y de alu-
viales y coluviales durante el Holoceno.

7.- PETROLOGIA

7.1.- INTRODUCCION

En el apartado 1.3 que hace referencia a los objetivos a conseguir con este trabajo, se señala como aspecto fundamental el obtener una síntesis geológica general del área, por lo que ha sido necesario atender al análisis de muy variados aspectos. Sin embargo, las modificaciones producidas tras el depósito han sido tan importantes, - que sólo un detenido examen de las características petrológicas de los materiales aflorantes puede permitir confirmar o rechazar algunas de - las hipótesis evolutivas que han sido señaladas por algunos autores, o revelar fenómenos y procesos que sean la causa principal del aspecto y características que en la actualidad presentan los materiales del área.

Para estudiar los aspectos petrológicos se ha efectuado un reconocimiento exhaustivo de los materiales paleozoicos aflorantes en el área, con levantamiento de ocho columnas litológicas y desmuestra - de las litologías representativas para su posterior análisis en laboratorio.

El estudio petrográfico y la identificación de procesos, unido a los datos mineralógicos obtenidos a partir de difractogramas de rayos X, han permitido establecer conclusiones petrogenéticas con cordantes con las características geológicas generales de la región en la que se enclava la zona de estudio. Por otra parte, hemos podido comprobar que, de acuerdo con nuestras observaciones, las conclusiones obtenidas pueden ser extrapoladas, siempre con las reservas usuales, a una gran parte de la Cordillera Ibérica.

7.2.- COLUMNAS LITOLÓGICAS

Con el objeto de abordar, el estudio petrológico de los - materiales existentes en el área de estudio, se ha procedido al levan tamiento de ocho columnas litológicas.

Para ello, se han procurado escoger los lugares con buenas condiciones de afloramiento y en los que mejor representación tienen - las diversas litofacies. Sin embargo, la complejidad tectónica, junto con la abundancia de depósitos coluviales, han dificultado sobremane- ra la labor de identificación estratigráfica de las litologías afloranan

tes y su posterior localización en las formaciones correspondientes - así como, y especialmente, el cálculo de espesores de las formaciones, por lo que en algunos casos éstos son aproximados o se han obtenido a partir de la cartografía.

En cada una de las columnas se han diferenciado una serie de tramos en base a sus características litológicas, que se han asimilado a las formaciones correspondientes descritas por diferentes autores en otras áreas. Existen dos excepciones: la zona del Redondillo, - donde no se han podido identificar los tres tramos de la Formación Cuarcita Armoricana y por tanto se ha considerado como indiferenciada, y - al pie de la Sierra de Vicort, las formaciones correspondientes a la Serie Ibérica, que de igual modo se ha considerado indiferenciada. A ello han contribuido tanto los factores tectónicos como la insuficiencia de datos paleontológicos. También, debido a esta insuficiencia de datos - paleontológicos que permitan deducir la edad de algunos niveles, para situarlos estratigráficamente se han empleado criterios de correlación litológicos, en algunos casos, de modo que las dataciones no tienen una completa precisión.

En cada una de las columnas se ha realizado el correspondiente desmuestre hasta completar la totalidad de las formaciones, y - procurando tener la máxima representatividad de las litofacies existentes. La notación de las muestras en las representaciones gráficas (Ver columnas) va precedida de un guión en el caso de que se haya realizado su estudio en lámina delgada, el asterisco indica que la muestra ha sido tomada en la propia columna, mientras que el superíndice "o" señala que la muestra se ha tomado en un lugar diferente que presentaba mejores condiciones, pero que en todo caso, se corresponde con el tramo señalado en la columna.

Las columnas a las que hacemos referencia son:

Columna I.	<i>Barrio Pietas.</i>
Columna II.	<i>Vértice del Nevera.</i>
Columna III.	<i>Barranco de Valtuerto.</i>
Columna IV.	<i>Barranco de la Aldehuela</i>
Columna V.	<i>Barranco de Valdehoz</i>
Columna VI.	<i>Barranco de las Adivinas</i>
Columna VII.	<i>Barranco del Horcajo</i>
Columna VIII.	<i>Barranco del Vardalgal.</i>

Su representación gráfica, descripción en detalle, y su ubicación, se recoge en el apartado que sigue a continuación.

El estudio petrológico se ha centrado en los materiales correspondientes al Paleozoico, de modo que los postpaleozoicos (cobertura mesozoica, Mioceno y Pliocuaternario) no tienen representación en nuestras columnas.

Queremos señalar que en las descripciones de las litologías se ha utilizado el término argilitas para hacer referencia a lutitas que presentan marcada fisilidad, y el de lutitas cuando carecen de ella o es muy poco importante, por considerar que son los términos correctos en sentido petrológico, ya que el término pizarras implica que se ha alcanzado el metamorfismo con autigénesis de minerales metamórficos característicos, hecho que no ha sucedido en los materiales existentes en nuestra área.

7.2.1.- COLUMNA I: BARRIO DE PIETAS

Esta columna se ha levantado a lo largo de la carretera - particular que conduce al vértice del Nevera.

Sus coordenadas geográficas son, muro: $x = 2^{\circ} 11' 10''$; $y = 41^{\circ} 23' 50''$; techo: $x = 2^{\circ} 11' 35''$; $y = 41^{\circ} 23' 80''$.

Su situación en nuestra cartografía geológica viene representada por el segmento "I".

En ella se describe la litología de los materiales correspondientes a las Formaciones Pizarras de Paracuellos del Precámbrico, Cuarcita de Bámbola del Cámbrico inferior, y a techo de la columna aparecen materiales correspondientes a la Formación Capas de Embid, también del Cámbrico inferior.

La zona se encuentra afectada por intenso plegamiento y fracturación, lo que ha dificultado en gran medida el cálculo de las potencias de las formaciones; por el contrario, las condiciones de afloramiento han permitido una buena identificación y descripción de los materiales. Se han diferenciado tres grandes tramos correspondientes a las tres formaciones citadas, que a continuación se describen de muro a techo:

1.- Argilitas arenosas a muy arenosas, de color gris oscuro-verdoso; están afectadas por esquistosidad y presentan abundantes silicificaciones con orientación fluidal; localmente se observan bandeados

de filones de cuarzo de espesor milimétrico a centimétrico, así como lineaciones minerales. Estas argilitas se sitúan en el flanco sur del anticlinal cuyo núcleo está formado por la Formación Pizarras de Paracuellos, a la que pertenecen. Le siguen argilitas ligeramente arenosas, que pasan a argilitas negras-verdosas muy silicificadas, con filoncillos de cuarzo milimétricos, afectadas por esquistosidad; la estratificación es difícil de observar pero no obstante puntualmente se ha comprobado que se disponen en niveles de 10 a 30 cm. de espesor. Ya en el flanco Norte del anticlinal se observa un tránsito gradual a argilitas arenosas, incluso samitas muy silicificadas, en las que aparece un filón de cuarzo de 50 cm. de espesor. Localmente aparecen estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor. La silicificación y el carácter arenoso de las argilitas aumenta en el tránsito hacia el contacto con la Formación Cuarcita de Bámbola, contacto que es mecánico y aparentemente concordante, presentando una intensa tectonización. No se ha reconocido la base de la formación, y el intenso plegamiento que le afecta impide determinar con exactitud su potencia, que estimamos aproximadamente en 75 m.

2.- La Formación Cuarcita de Bámbola, comienza con bancos de cuarcitas "microconglomeráticas" cremas, de 0,5 a 1 m. de espesor. Algunos niveles más finos de 20 cm. de espesor presentan boudinage. Estas cuarcitas tienen granos o cantos minerales de cuarzo orientados, que constituyen verdaderas lineaciones minerales; localmente aparecen orientados formando micropliegues. El tamaño de los cantos de cuarzo aumenta hacia el contacto con las Pizarras de Paracuellos. Entre las cuarcitas microconglomeráticas basales se intercalan finos niveles de argilitas arenosas gris-verdosas, con abundantes micropliegues y afectadas por esquistosidad de flujo. El carácter microconglomerático se

pierde gradualmente hacia la parte superior de la serie, y las cuarcitas cremas claras (que son de aspecto masivo presentándose en bancos de espesor variable que puede alcanzar hasta un metro), siguen presentando lineaciones minerales de granos de cuarzo orientados cuyo tamaño es variable, en general menor que en los tramos basales. La disposición de estas lineaciones minerales es aleatoria, unas veces paralela a la estratificación, otras oblicua y en ocasiones no presentan direcciones definidas. La aparición de granos minerales orientados en las cuarcitas se asocia preferentemente a zonas de tectonización intensa, con presencia de fracturas y de filones de cuarzo de considerable espesor (hasta 80 cm.). Las cuarcitas tienen también abundantes filoncillos de cuarzo de distribución irregular, tanto paralelos como oblicuos a la estratificación. Localmente existen intercalaciones centimétricas de argilitas limosas de color pardo-verdoso, y aparecen niveles de areniscas cuarcíticas o cuarcitas con mayor abundancia de matriz arcillosa. En cuanto a la fauna, los autores que la han estudiado sólo citan en esta Formación la presencia de microfósiles. Todo el tramo está intensamente tectonizado, con gran cantidad de pliegues y fallas. La potencia estimada es de 245 m.

3.- Sobre la Cuarcita de Bámbola y mediante contacto mecánico aparentemente concordante, se disponen los materiales de la Formación Capas de Embid, constituidos por areniscas mayoritarias, argilitas y algunos niveles cuarcíticos.

Las areniscas pardas, aparecen estratificadas en niveles de potencia variable de 20 a 50 cm., presentan abundantes filoncillos de cuarzo de milimétricos a centimétricos, y están ligeramente foliadas. Las argilitas pardo-grisáceas se intercalan entre los niveles de areniscas, y son más abundantes en los tramos basales. Estas argilitas están afectadas por procesos de mineralización que se discretizan en

amígdalas o filones de cuarzo, lo que les confiere un aspecto brechoide. Se presentan esquistosadas, con estructuras de flujo y pliegues - sigmoidales. Hay intercalaciones de argilitas arenosas micáceas, más compactas, bien estratificadas, en niveles de 40 a 60 cm. de espesor, aunque también aparecen alternando con las areniscas en niveles finos; en esta parte del tramo hay alguna intercalación de niveles de cuarcitas que presentan abombamientos y estrangulamientos, sin llegar a constituir un verdadero boudinage. Hacia la parte superior del tramo, las areniscas y cuarcitas ocreas son mayoritarias alternando en bancos de espesor variable (20 cm. a 1 m.) e intercalando algunos niveles de argilitas. En las areniscas y cuarcitas se observa estratificación cruzada de gran ángulo y laminación sedimentaria. La presencia de trilobites e icnofósiles permite datar esta formación como Cámbrico inferior (Ovetiense).

Todo el tramo está muy tectonizado, con abundantes fracturas de pequeña escala; asociados a estas fracturas aparecen filones y amígdalas de cuarzo. Se han medido 17 m. de estos materiales, pero el techo de la Formación no se ha reconocido por estar cubierto.

7.2.2.- COLUMNA II. VERTICE DEL NEVERA.

Esta columna se ha levantado siguiendo la carretera particular que conduce al vértice del Nevera.

Sus coordenadas geográficas son, muro: $x = 2^{\circ} 11' 00''$;
 $y = 41^{\circ} 23' 30''$; techo: $x = 2^{\circ} 11' 03''$; $y = 41^{\circ} 22' 40''$

Su situación en nuestra cartografía geológica viene representada por el segmento "II".

En ella se describe la litología de los materiales correspondientes a las Formaciones: Pizarras de Paracuellos del Precámbrico; Cuarquita de Bámbola y Capas de Embid, del Cámbrico inferior.

El motivo por el cual se ha levantado esta columna es la mejor representación que tiene en ella, a diferencia con la columna anterior, la Formación Capas de Embid.

La estimación de los espesores de las distintas formaciones está muy dificultado por la intensa tectonización que afecta a sus afloramientos. Se han diferenciado tres grandes tramos que se describen a continuación de muro a techo.

1.- El comienzo de este primer tramo se sitúa en una falla inversa por la cual las Pizarras de Paracuellos cabalgan a las Cuarcitas de Bámbola. El contacto está muy tectonizado y los procesos de silicificación asociados a la falla son muy intensos, llegando incluso a producir el casi total reemplazamiento de las argilitas por masas de cuarzo. Puntualmente se observan argilitas gris-oscuro en niveles de 30 a 40 cm. de espesor, igualmente muy silicificadas, a las que se asocian nódulos de cuarzo; también localmente las argilitas presentan bouinage y se disponen "envolviendo" zonas o masas silicificadas. A 15 metros de la zona de falla, las argilitas aparecen estratificadas en niveles de 10 a 30 cm. de espesor, y se observa una disminución en la

intensidad de los procesos de silicificación. Existen intercalaciones de argilitas arenosas gris-oscuros en niveles de 20 a 30 cm. y localmente aparece algún nivel de areniscas de grano muy fino. Las pizarras están afectadas por esquistosidad y presentan abundantes micropliegues. El tramo finaliza mediante un contacto mecánico que pone en contacto a las Pizarras de Paracuellos con las Cuarzitas de Bámbola. Se han medido 82 m. de espesor.

2.- El tramo comienza con niveles de cuarcitas microconglomeráticas de colores crema claros y aspecto granugiento, de 40 a 70 cm. de espesor. Los procesos de silicificación son intensos, con lineaciones minerales de granos de cuarzo, de orientación variada, paralela u oblicua a la estratificación, mientras que otras veces los granos de cuarzo se distribuyen irregularmente; su tamaño varía de milimétrico a 3 x 2 cm. También hay nódulos de cuarzo, e incluso se discretizan filones cuando los procesos de silicificación son más intensos y se produce un reemplazamiento total de la roca original.

Sobre las cuarcitas microconglomeráticas se disponen niveles de cuarcitas pardas con matriz arenosa, areniscas, areniscas muy recristalizadas y cuarcitas blancas, con espesores que oscilan entre 30 y 60 cm. También en la parte basal del tramo aparecen intercalaciones de argilitas arenosas pardo-grisáceas, de escaso espesor. Según se asciende en la serie disminuye la intensidad de los procesos de silicificación, y las cuarcitas son de grano fino, grises en superficie, blanco-amarillentas en corte fresco y se estratifican en gruesos bancos, de 40 cm. a 1 m. de espesor; presentan estratificación cruzada de gran ángulo. Aunque localmente se observan en ellas filoncillos de cuarzo y granos o nódulos de cuarzo orientados, los primeros son de menor espesor



y los segundos menos abundantes que en los niveles inferiores. Estas cuarcitas intercalan algunos niveles finos de areniscas recristalizadas y areniscas arcillosas muy micáceas de colores pardos.

El tramo finaliza con una falla que pone en contacto mecánico las Cuarcitas de Bámbola con la Formación Capas de Embid. La potencia del tramo se calcula en unos 224 m.

3.- Este tramo corresponde a la Formación Capas de Embid, y comienza con unas limolitas de color naranja en superficie, marrón claro en fresco, de aspecto masivo, sin que se observe la estratificación. Se han medido 8 m. de estas limolitas. Siguen areniscas de grano fino, masivas, de colores pardos, con algunas intercalaciones de areniscas muy recristalizadas de grano fino; localmente aparece también - algún nivel de cuarcitas cremas de 20 a 30 cm. de espesor. En la litología general del tramo las areniscas de grano fino son dominantes, intercalando localmente niveles finos de limolitas arenosas. En las zonas de falla las areniscas aparecen muy recristalizadas y con abundantes filoncillos de cuarzo de espesores milimétricos a centimétricos, que se distribuyen irregularmente. Se han medido 45 metros de estas areniscas que están muy tectonizadas.

A continuación siguen areniscas pardas-oscuras, con bitúmenes, piritas y pirolusita que intercalan niveles pelíticos centimétricos. Las piritas se disponen en bandas asociadas a las zonas bituminosas y paralelas a la estratificación. Se observa una intensa bioturbaación que afecta especialmente a los niveles pelíticos. Son también abundantes las zonas oxidadas. Se han medido 27 m. de estas areniscas bituminosas. No se ha identificado el techo de la Formación.

7.2.3.- COLUMNA III. BARRANCO DE VALTUERTO.

Esta columna se ha levantado a lo largo del barranco que le da nombre. Sus coordenadas geográficas son, muro: $x = 2^{\circ} 15' 45''$; $y = 41^{\circ} 20' 80''$, techo: $x = 2^{\circ} 15' 90''$; $y = 41^{\circ} 21' 10''$.

Su situación en nuestra cartografía geológica está representada por el trazado del segmento "III".

En ella se describe la litología de los materiales correspondientes a las Formaciones: Capas de Embid, Pizarras del Jalón, Dolomía de Ribota, Pizarras de Huérmeda, Arenisca de Daroca y Pizarras de Murero, incluidas en el Cámbrico inferior y medio.

A pesar de la existencia de tramos cubiertos, las condiciones de afloramiento son bastante buenas. Se han diferenciado 29 tramos que totalizan 338 m. de potencia y que a continuación se describen de muro a techo.

1.- Areniscas de color ocre-verdoso, estratificadas en niveles que oscilan entre los 20 cm. y el metro de espesor, siendo los niveles más potentes más cuarcíticos. Presentan intercalaciones limolíticas en niveles de 30 cm. de espesor. Son abundantes los filoncillos de cuarzo, de espesores centimétricos, perpendiculares y oblicuos a la estratificación, aunque localmente la silicificación puede ser más intensa y aparecen bancos de cuarzo. En la superficie de los estratos - hay trenes de rizaduras paralelos y también se observa estratificación cruzada. El diaclasado es intenso. Se han medido 10 m. de estas arenis

cas, aunque no se ha reconocido la base de la formación. Los materiales descritos corresponden a la Formación Capas de Embid.

2.- Argilitas gris oscuro verdosas, separadas de las areniscas del tramo anterior mediante un contacto mecánico (aparentemente concordante). Afectadas por una esquistosidad muy penetrativa, paralela a la estratificación. A techo se disponen en niveles de 30 a 50 cm. de espesor. Potencia: 16,2 m.

3.- Tramo cubierto, en el que se observan algunos afloramientos de argilitas gris-oscuro de características similares a las anteriores. Potencia: 10,8 m.

4.- Argilitas negras con pátina blanquecina de alteración superficial. Aparecen muy afectadas por esquistosidad y no se observa la estratificación. Se han encontrado icnofósiles. Potencia: 3,6 m.

5.- Tramo cubierto. Potencia: 2,7 m.

6.- Tramo cubierto. Se observan esporádicos afloramientos de argilitas negras muy esquistosadas. Potencia: 12,6 m.

7.- Argilitas de color gris-oscuro a negro, muy afectadas por esquistosidad. Potencia 3,2 m.

8.- Tramo cubierto, con escasos y mal conservados afloramientos de argilitas negras. Potencia: 119,7 m.

Los materiales descritos en los tramos 2 a 8, corresponden a la Formación Pizarras del Jalón.

9.- Calizas y dolomías de color gris oscuro en superficie, ocre en fresco, bastante alteradas superficialmente. Se estratifican - en bancos potentes de hasta 2 m. de espesor con algunas intercalaciones de niveles más delgados (30-40 cm. de espesor) de carácter más margoso. Se disponen sobre las Pizarras del Jalón, separadas mediante contacto mecánico. Potencia: 19,8 m. Los materiales descritos corresponden a la Formación Dolomía de Ribota.

10.- Argilitas ocre-verdosas, estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor. Afectadas por esquistosidad de fractura, se disponen aparentemente concordantes sobre la Dolomía de Ribota de la que están separadas por contacto mecánico. Potencia: 9 m.

11.- Areniscas cuarzosas y cuarcitas pardas muy recristalizadas, estratificadas en niveles de 20 cm. Potencia: 0,9 m.

12.- Argilitas pardo-verdosas, estratificadas en niveles de 10 a 20 cm. de espesor, muy afectadas por esquistosidad de fractura paralela a la estratificación; también se observan micropliegues. A techo del tramo hay un filón de cuarzo de 10 cm. de espesor. Se han encontrado icnofósiles. Potencia: 27 m.

Los materiales descritos en los tramos 10 a 12, corresponden a la Formación Pizarras de Huérmeda.

13.- Areniscas ocre muy recristalizadas, estratificadas - en niveles de 15 a 30 cm. de espesor. Son muy abundantes los filoncillos de cuarzo; también incluyen lentejones de cuarzo y en superficie presentan pátinas ferruginosas. A techo del tramo hay un nivel de pizarras de 7 cm. de espesor. Potencia 7,5 m.

14.- Argilitas pardo-verdosas muy esquistosadas. Potencia:
1,8 m.

15.- Areniscas ocre-verdosas, que intercalan algunos niveles de argilitas hasta de 15 cm. de espesor. Potencia: 3,6 m.

16.- Argilitas ocre-verdosas muy esquistosadas. Potencia:
1,5 m.

17.- Areniscas ocre, estratificadas en niveles de 15 a -
30 cm. Potencia: 3,15 m.

18.- Argilitas pardo-verdosas muy esquistosadas. Potencia:
1,35 m.

19.- Nivel de cuarcita crema con abundantes filoncillos de cuarzo de pequeño espesor. Se observa una laminación sedimentaria muy deformada. Potencia: 0,45 m.

20.- Areniscas ocre de grano fino y carácter arcilloso, -
muy alteradas, estratificadas en niveles de 20 cm. Potencia: 0,9 m.

21.- Areniscas pardas, bien estratificadas, en bancos potentes de hasta 80 cm. de espesor. Se observa laminación sedimentaria y están afectadas por esquistosidad de fractura poco penetrativa. Potencia:
9 m.

22.- Argilitas arenosas pardo-verdosas. Afectadas por esquistosidad y de aspecto lajado. Se disponen en niveles de 20-40 cm. de espesor. Se han encontrado icnofósiles. Potencia: 7,2 m.

23.- Areniscas pardas, estratificadas en niveles de 20 cm. de espesor. Potencia: 3,6 m.

24.- Areniscas ocre-verdosas de grano fino y carácter pizarroso. Afectadas por esquistosidad de fractura y estratificadas en niveles de 15-30 cm. Se han encontrado restos de braquiópodos. Potencia: 4,5 m.

25.- Areniscas pardo-verdosas, estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor. Potencia: 22,5 m.

26.- Areniscas cremas de grano fino. Afectadas por esquistosidad, presentan un aspecto lajado. Se estratifican en niveles de 15-30 cm. Potencia: 2,7 m.

27.- Areniscas ocre. Estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor. Potencia: 9,9 m.

28.- Areniscas pardo-verdosas de grano fino, estratificadas en niveles de 15-30 cm. A techo del tramo aumenta el carácter arcilloso, finalizando con delgados niveles de argilitas ocre-verdosas. Potencia: 5,4 m.

Los materiales descritos en los tramos 13 a 28 corresponden a la Formación Arenisca de Daroca.

29.- Argilitas verdes-coscuras, estratificadas en niveles de 15 a 30 cm. presentan algunas intercalaciones de areniscas estratificadas en bancos potentes, de 40 cm. a 1 m. de espesor. Estas argilitas

corresponden a la Formación Pizarras de Murero, y se disponen sobre las Areniscas de Daroca, separadas mediante contacto mecánico aparentemente concordante. Se han encontrado icnofósiles y algunos restos de braquiópodos y trilobites. Potencia: 14,4 m.

30.- Tramo cubierto.

7.2.4.- COLUMNA IV. BARRANCO DE LA ALDEHUELA

Esta columna se ha levantado en las proximidades de La Aldehuela en el barranco que lleva su nombre.

Sus coordenadas geográficas son, muro: $x = 2^{\circ} 15' 35''$; $y = 41^{\circ} 21' 30''$, techo: $x = 2^{\circ} 15' 50''$; $y = 41^{\circ} 21' 40''$.

Su situación en nuestra cartografía está representada por el segmento "IV".

En ella se describe la litología de los materiales correspondientes a las Formaciones: Pizarras de Huérmeda, Arenisca de Daroca y Pizarras de Murero pertenecientes al Cámbrico inferior y medio; a techo de la columna, se incluyen materiales pertenecientes ya a la Serie Ibérica.

La elección del lugar para el levantamiento de esta columna está motivada por el hecho de que es en este barranco donde las Pizarras de Murero presentan mejores condiciones de afloramiento. Sin embargo, -son numerosos los tramos cubiertos, que han dificultado la labor de estudio y descripción de los materiales. La potencia total de la serie es de 284 m. Se han diferenciado 14 tramos, que a continuación se describen de muro a techo.

1.- Tramo cubierto, en el que se localizan afloramientos escasos y mal conservados de argilitas pardo-verdosas, afectadas por esquistosidad, en las que no se observa estratificación. Corresponden a la Formación Pizarras de Huérmeda y se han medido 3,5 m. de potencia. La base de la formación no ha podido ser reconocida.

2.- Limolitas arenosas y areniscas de grano fino, de colores pardos en superficie, marrón claro en fresco. Se presentan bien estratificadas en niveles de 50 cm. de espesor, con abundantes filoncillos de cuarzo de tamaño centimétrico. Hacia la base del tramo hay algunas intercalaciones de niveles de argilitas de poco espesor. Los niveles limolíticos están más afectados por la esquistosidad y presentan lajamiento. Estos materiales se sitúan sobre las Pizarras de Huérmeda mediante contacto mecánico. Potencia: 31,5 m.

3.- Cubierto. Potencia: 90 m.

4.- Limolitas arenosas de color pardo-verdoso. Se presentan muy alteradas y afectadas tectónicamente, lo que dificulta la observación de la estratificación. Se han encontrado icnofósiles. Potencia: 8 m.

5.- Cubierto. Potencia: 17,1 m.

6.- Areniscas muy recristalizadas y cuarcitas de color pardo oscuro, con gran abundancia de filoncillos de cuarzo, que localmente llegan a constituir extensos manchones de masas de cuarzo. El tramo se presenta muy tectonizado lo que dificulta en ocasiones distinguir la estratificación. Potencia: 3,6 m.

7.- Cubierto. 1,8 m.

8.- Areniscas muy recristalizadas y compactas de color gris parduzco en superficie, marrón en corte fresco. Se presentan bien estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor. Potencia: 14,4 m.

9.- Cubierto: 8,1 m.

10.- Areniscas limosas de grano fino y color pardo verdoso, estratificadas en niveles de 20 cm. de espesor y afectadas por esquistosidad. Potencia: 4,5 m.

11.- Areniscas muy recristalizadas de color pardo en superficie, marrón claro en fresco, con abundantes filoncillos de cuarzo de 1 cm. de espesor, que se disponen oblicuos a la estratificación. Se presentan bien estratificadas en niveles potentes de 30-50 y 60 cm. de espesor. Potencia: 4,5 m.

Los materiales descritos en los tramos 2 a 11 pertenecen a la Formación Arenisca de Daroca.

12.- Argilitas pardas en superficie, gris-verdosas en fresco, muy alteradas, se disponen en niveles de 10 a 20 cm. de espesor, y aparecen afectadas por esquistosidad. Potencia: 12 m. Se sitúan sobre las Areniscas de Daroca mediante un contacto mecánico, aparentemente concordantes.

13.- Tramo cubierto, aunque localmente aparecen afloramientos de argilitas pardo-verdosas muy alteradas en las que no se puede observar la estratificación. Potencia: 22 m.

Los materiales de los tramos 12 y 13 pertenecen a la Formación Pizarras de Murero.

14.- Limolitas arenosas de color pardo. Se presentan bien estratificadas en niveles de 20 a 60 cm. de espesor, que incluyen algunos lentejones arenosos. Se observan laminaciones sedimentarias y están afectadas por una esquistosidad oblicua a la estratificación; se han medido 7 metros. A techo aparecen cuarcitas de color crema, estratificadas en bancos gruesos de 60 cm. de espesor, que presentan estratificación cruzada de gran escala. Este tramo pertenece ya a la Serie Ibérica, y se relaciona con el tramo anterior mediante una falla inversa, por la cual los materiales de las Pizarras de Murero cabalgan a los de la Serie Ibérica.

7.2.5.- COLUMNA V. BARRANCO DE VALDEHOZ.

Esta columna se ha levantado en el barranco de Valdehoz. -
 Sus coordenadas geográficas son, muro: $x = 2^{\circ} 15' 85''$; $y = 41^{\circ} 20' 55''$.
 techo: $x = 2^{\circ} 16' 10''$; $y = 41^{\circ} 20' 80''$.

Su situación en nuestra cartografía viene representada por el segmento "V". En ella se describe la litología de los materiales correspondientes a las Formaciones: Capas de Embid, Pizarras del Jalón, Dolomía de Ribota, Pizarras de Huérmeda, Arenisca de Daroca y Pizarras de Murero pertenecientes al Cámbrico inferior y medio. A techo de la columna aparecen materiales pertenecientes ya a la Serie Ibérica.

La potencia total de la Serie es de 487 m. Se han diferenciado 15 tramos que se describen a continuación, de muro a techo:

1.- Areniscas muy recristalizadas de color gris-parduzco - en superficie, marrón claro en fresco. Aparecen bien estratificadas en niveles potentes de hasta 1 metro de espesor. Están diaclasadas y no se observan estructuras sedimentarias. Se han medido 6 metros de estas areniscas que pertenecen a la Formación Capas de Embid. La base no se ha reconocido.

2.- Tramo semicubierto en el que existen afloramientos puntuales y mal conservados de argilitas grises-oscuras-verdosas, alteradas y muy afectadas por esquistosidad. No se aprecia la estratificación. A techo del tramo, aparecen esporádicas intercalaciones de niveles de dolomías y de limolitas arenosas algo calcáreas, de 20 a 30 cm. de espesor. Estos materiales corresponden a la Formación Pizarras del Jalón,

que se sitúan sobre las areniscas de las Capas de Embid mediante contacto mecánico. Potencia: 224 m.

3.- Dolomías, rojizas en superficie por la presencia de abundantes óxidos de hierro, grises en corte fresco. Se presentan estratificadas en bancos potentes de 1 a 2,5 m. de espesor; existen algunas intercalaciones de carácter más margoso, que se disponen en niveles de 30 a 40 cm. de espesor. Localmente se observan repliegues y esporádicos filoncillos de cuarzo. Estas dolomías pertenecen a la Formación Dolomía de Ribota, que se disponen sobre las Pizarras del Jalón mediante contacto mecánico. Potencia: 23 m.

4.- Argilitas pardo-verdosas muy alteradas, afectadas por esquistosidad. No se observa estratificación. Estas argilitas se disponen sobre las Dolomías de Ribota mediante contacto mecánico aparentemente concordante. Potencia: 7,2 m.

5.- Limolitas arenosas pardas, estratificadas en niveles de 20-30 cm. de espesor. Todo el tramo está afectado por esquistosidad. Potencia: 14,4 m.

6.- Tramo cubierto: 6,3 m.

7.- Dolomías pardas en superficie, grises en corte fresco, estratificadas en niveles de 30 cm. de espesor. Potencia: 2 m.

8.- Tramo cubierto: 9,5 m.

9.- Limolitas arenosas de color pardo-verdoso en superficie, gris verdoso en corte fresco, se disponen en niveles de 40 a 50 cm. de espesor. Están afectadas por esquistosidad. Potencia: 14 m.

10.- Tramo cubierto: 9 m.

11.- Argilitas arenosas pardo-verdosas en superficie, gris verdosas en fresco. Estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor. Potencia: 50 m.

Los materiales descritos en los tramos 4 a 11 pertenecen a la Formación Pizarras de Huérmeda.

12.- Areniscas muy recristalizadas de color ocre. Aparecen estratificadas en bancos de 30 a 50 cm. de espesor. Contienen abundantes filoncillos de cuarzo distribuidos irregularmente. Presentan algunas intercalaciones de niveles de areniscas de grano fino y limolitas de escaso espesor. Estos materiales corresponden a la Formación Arenisca de Daroca y se sitúan sobre las pizarras arenosas del tramo anterior mediante contacto mecánico aparentemente concordante. Potencia: 73 m.

13.- Argilitas verdosas, alteradas en superficie y afectadas por esquistosidad. Se disponen en niveles de 30 a 50 cm. de espesor. Pertenecen a la Formación Pizarras de Murero, que se sitúan sobre las Areniscas de Daroca mediante contacto mecánico, aparentemente concordantes. Potencia: 18 m.

14.- Tramo cubierto: 18 m.

15.- Limolitas arenosas pardas oscuras, estratificadas - en bancos potentes de 40-50 cm. de espesor, con intercalaciones de algunos niveles de areniscas y de argilitas de aproximadamente 20 a 30 cm. de espesor, pertenecientes a la Serie Ibérica. Se han medido 13 m. No se ha identificado el techo de la Formación.

7.2.6.- COLUMNA VI. BARRANCO DE LAS ADIVINAS

Esta columna se ha levantado en el barranco de las Adivinas.

Sus coordenadas geográficas son, muro: $x = 2^{\circ} 12' 90''$; $y = 41^{\circ} 23' 20''$, techo: $x = 2^{\circ} 13' 95''$; $y = 41^{\circ} 24' 03''$.

Su situación en nuestra cartografía geológica viene representada por el segmento "VI".

En ella se describe la litología de los materiales correspondientes a la parte superior de la Serie Ibérica, y en base a las características que dichos materiales presentan se pueden asimilar, en líneas generales, a las Formaciones Dere y Santed, definidas por WOLF (1980).

La gran monotonía litológica, la pobreza de restos fósiles y la casi inexistencia de estructuras sedimentarias son los rasgos más sobresalientes de estos materiales.

La serie está intensamente afectada por fracturación y plegamiento, lo que ha dificultado la observación de la estratificación y la medición de los espesores de los tramos.

Se han diferenciado un total de 43 tramos, con una potencia total de 1.309 m. que a continuación se describen de muro a techo.

1.- Areniscas limolíticas, de color pardo claro, con abundante moscovita. Se observa una incipiente laminación, y la estratificación se aprecia a escala milimétrica. Presentan abundantes filoncillos de cuarzo que se disponen aproximadamente paralelos a la estratificación; su espesor es de 1 a 2 cm. pudiendo llegar hasta los 8 cm. - La potencia del tramo es de 9 m.

2.- Areniscas moscovíticas blancas, con un moteado en superficie debido a óxidos de hierro. Se disponen en niveles de 30-40 cm. - de espesor, algunos de los cuales tienen la base deformada, sin que se pueda dilucidar si el origen de esta deformación es sedimentario o tectónico. Potencia: 2 m.

3.- Lutitas moscovíticas de color gris-verdoso. Se presentan laminadas. Potencia: 4,5 m.

4.- Cuarcitas de color pardo. Estratificadas en niveles de 25 a 40 cm. de espesor. A los 2 m. sobre la base del tramo, las cuarcitas

tas presentan dos familias de filoncillos de cuarzo, con 3-4 cms. de espesor en los que se orientan paralelos a la principal superficie de esquistosidad, mientras que los paralelos a la estratificación son milimétricos. Hacia la mitad del tramo se pierde la estratificación por la existencia de una falla y aparecen unas cuarcitas muy blancas con pátinas de óxidos de Fe, que presentan un laminado paralelo a la estratificación y abundantes filoncillos de cuarzo. A techo del tramo - las cuarcitas se disponen en niveles de 20 a 25 cm., presentando en la superficie de los estratos abundantes burrows. Potencia: 44 m.

5.- Areniscas micáceas de color pardo en superficie, gris-verdoso en corte fresco. Con laminación paralela de origen sedimentario. Aparecen estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor, que incluyen cuerpos ovals-esféricos de deslizamiento (slumping). El tamaño de estos cuerpos es de 30 x 20 cm. Potencia: 3,5 m.

6.- Cuarcitas de color beige claro, bien estratificadas en bancos de 10 a 70 cm. de espesor, que intercalan niveles de unos 30 cm. de lutitas laminadas, de color verdoso y con abundantes pátinas ferruginosas. Potencia: 33 m.

7.- Argilitas micáceas, de color verdoso, laminadas, presentan masas de cuarzo y de óxidos de Fe (oligisto) irregularmente distribuidas; a techo del tramo son más ferruginosas. Potencia: 6 m.

8.- Lutitas micáceas, laminadas, que intercalan cuatro lechos de cuarcitas pardo-claras, estratificadas en niveles decimétricos. Potencia: 15 m.

9.- Cubierto. Posible existencia de una falla. Potencia: 15,5 m.

10.- Cuarcitas grisáceas , estratificadas en niveles de 30 a 50 cm., con abundantes filones de cuarzo de hasta 10 cm. de espesor, aparentemente oblicuos a la estratificación. Potencia: 18 m.

11.- Alternancia de lutitas micáceas de color gris oscuro, con areniscas pardas muy recristalizadas y con abundantes óxidos de hierro. Presentan alguna esporádica intercalación de cuarcitas blancas en bancos de hasta 60 cm. Potencia: 19 m.

Los tres últimos tramos descritos presentan una intensa tectonización.

12.- Lutitas ocres rojizas en superficie, grises en corte fresco, con abundantes pátinas ferruginosas y filoncillos de óxidos de Fe, con mayor concentración según zonas. También presentan masas de óxidos de Fe de distribución irregular. Tienen intercalaciones de cuerpos lenticulares de areniscas, asociados preferentemente a lutitas de carácter más arenoso (mayor tamaño de grano). Junto con los lentejones de areniscas aparecen costras ferruginosas. Hacia techo, el tramo se hace más arenoso, las lutitas son más compactas y se estratifican en niveles de hasta 50 cm. de espesor, siendo más abundantes los óxidos de Fe. En los últimos 10 m. las lutitas son pizarrosas, con esquistosidad sobrepuesta a la laminación sedimentaria. Potencia: 76 m.

13.- Cubierto. Potencia: 17 m.

14.- Lutitas ampelíticas, de color ocre oscuro en superficie, gris oscuro en fresco, con óxidos de Fe. Se presentan laminadas y los niveles más compactos tienen 20 cm. de espesor. Potencia: 25,3 m.

15.- Cuarzitas blancas, con un moteado superficial de óxidos de Fe. Estratificadas en niveles de 30 a 50 cm. Presentan algunas intercalaciones de limolitas grises laminadas, afectadas por esquistosidad, que se disponen en niveles de 5 a 15 cm. de espesor. Potencia: 15,3 m.

16.- Alternancia de lutitas y areniscas; en la base del tramo las lutitas están laminadas y son dominantes, mientras que las areniscas se disponen en niveles de 3 a 7 cm. de espesor y están afectadas por esquistosidad. En la parte superior del tramo las areniscas se hacen dominantes y se estratifican en niveles de hasta 40 cm.; los niveles lutíticos tienen 10 cm. de espesor, aunque hay algunos niveles más compactos en que éste aumenta a 30-40 cm. A techo aparecen intercalaciones de niveles cuarcíticos, que presentan un bandeado de posible origen sedimentario y zonas con filoncillos de cuarzo, Potencia: 18 m.

17.- Cuarzitas dominantes; de color crema en fresco, con intercalaciones de areniscas de grano fino, de color gris claro, en niveles de 25 cm. de espesor. También existen esporádicas intercalaciones de niveles lutíticos de hasta 40 cm. de espesor. Todo el tramo está afectado por esquistosidad, existiendo una elevada concentración de micas en las superficies de esquistosidad de las cuarzitas. Potencia: 32,4 m.

18.- Lutitas pardo-rósadas en superficie, blanco-amarillentas en fresco; están laminadas y el espaciado de la laminación es muy fino. No se observa la estratificación. A techo se pasa a lutitas gris-verdosas que presentan intercalaciones de niveles más compactos de lutitas arenosas de 20 cm. de espesor, siendo estos niveles más abundantes y de mayor espesor en los últimos 20 m. del tramo, en los que tam-

bién hay lutitas ampelíticas con abundantes filoncillos de cuarzo, probablemente relacionados con la existencia de una fractura ya que éstos aparecen en la zona más tectonizada del tramo. Potencia: 81 m.

19.- Cuarcitas blancas estratificadas en bancos potentes - de 1-1,5 m. Afectadas por intenso diaclasamiento, presentan pátinas ferruginosas en las superficies de las diaclasas. Potencia 4,5 m. Posible dique de cuarzo.

20.- Cubierto. Potencia:10 m.

21.- Lutitas ampelíticas gris-verdosas en superficie, gris en fresco, con filoncillos de cuarzo de 1 a 2 cm. de espesor y algunos de hasta 5 cm., presentan abundantes pátinas ferruginosas y están afectadas por esquistosidad. La estratificación es de difícil observación. Localmente aparecen esporádicas intercalaciones arenosas, en niveles - de 10 cm. de espesor. En este tramo se sitúa un eje sinclinal. Potencia: 117 m.

22.- Cubierto. Potencia: 40 m.

23.- Lutitas ampelíticas, gris-verdosas en superficie, gris en fresco. Afectadas por esquistosidad. No se observa bien la estratificación. Intercalan algunos niveles de limolitas. Potencia: 54 m.

24.- Cubierto. Potencia: 16,2 m.

25.- Alternancia de lutitas grises y areniscas pardas en la base del tramo, estratificadas en niveles de 20 a 40 cm. de espesor; a techo aparecen cuarcitas de color crema, bien estratificadas, en nive-

les de 30 a 40 cm. de espesor, alternando con lutitas arenosas micáceas con abundantes filoncillos de cuarzo paralelos a la estratificación de unos 2 cm. de espesor, mientras que los que se disponen oblicuos a la estratificación son milimétricos. En los últimos 3 m. las cuarcitas son dominantes. Potencia: 9 m.

26.- Areniscas micáceas de color ocre amarillento, afectadas por esquistosidad, estratificadas en niveles de 30 cm. de espesor. A techo hay 50 cm. de cuarcitas cremas. Potencia: 1,5 m.

27.- Alternancia de areniscas de grano muy fino y color pardo con lutitas arenosas pardo grisáceas. Se observan ripples de corriente y laminación paralela. Potencia: 36 m.

28.- Areniscas de color ocre en superficie, crema en fresco. Bien estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor, aunque algunos no superan los 5 cm. Potencia: 1,8 m.

29.- Lutitas gris-verdosas laminadas (afectadas por esquistosidad), que intercalan en los 7 primeros metros del tramo niveles de areniscas pardas de hasta 70 cm. de espesor. Se observa laminación paralela. Potencia: 14,4 m.

30.- Cubierto. Potencia: 21,6 m.

31.- Lutitas gris verdosas. Afectadas por esquistosidad, con espaciado muy fino entre las superficies de esquistosidad. Potencia: 28 m.

32.- Cuarzitas blancas, en bancos potentes. Abundantes filones de cuarzo. Posible dique de cuarzo. Potencia: 3 m.

33.- Alternancia de lutitas gris-verdosas y areniscas ocre-rojizas. En la base del tramo las lutitas son dominantes y las areniscas aparecen estratificadas en niveles de 30 cm. de espesor. Los filoncillos de cuarzo son abundantes, con espesores de milimétricos a centimétricos. Hacia la mitad del tramo las lutitas y areniscas aparecen alternando en delgados niveles que no superan los 10 cm. de potencia. En la parte superior del tramo las areniscas se hacen dominantes. En los últimos 89 y 93 metros del tramo aparecen dos filones de cuarzo, el primero de ellos tiene un espesor de 40 cm. el segundo 20 cm. Potencia: 93 metros.

34.- Alternancia de areniscas pardas y lutitas gris-verdosas en la base del tramo, aunque las areniscas son más abundantes; a techo dominan claramente las areniscas, estratificadas en niveles de 20-30 cm. de espesor y las intercalaciones lutíticas son más esporádicas y de menor espesor. Potencia: 35 m.

35.- Cubierto. Potencia: 12,6 m.

36.- Lutitas gris-verdosas finamente laminadas, que intercalan algunos niveles de areniscas pardas de 10 a 20 cm. de espesor. Potencia: 19,8 m.

37.- Cubierto. Potencia: 19,8 m.

38.- Lutitas ampelíticas muy finas, de color gris-verdoso, que intercalan lutitas arenosas ocre-verdosas en superficie, amarillentan

tas en fresco. A techo se hacen dominantes las lutitas arenosas y areniscas de grano fino, estratificadas en niveles de 30 cm. de espesor y con abundantes pátinas ferruginosas. Potencia: 41,4 m.

39.- Cuarcitas cremas con intercalaciones de areniscas ocres muy alteradas. El tramo presenta un aspecto brechificado. Potencia: - 10,8 m.

40.- Cubierto. Potencia: 20,7 m.

41.- Cuarcita blanca de aspecto brechoide. No se observa estratificación, ni direcciones de diaclasamiento definidas. Presenta pátinas ferruginosas. Hay cantos de cuarzo cuyo tamaño oscila entre - 0,5 y 5 cm. Probable dique de cuarzo. Potencia: 3,6 m.

42.- Tramo cubierto. Potencia: 224 m.

43.- Alternancia de lutitas y limolitas que intercalan niveles de cuarcitas y areniscas muy recristalizadas. Las lutitas son gris oscuras y esporádicamente presentan pasadas arenosas. Están afecta das por esquistosidad y localmente aparecen estratificadas en niveles de 10 a 25 cm. de espesor. Las limolitas pardo-grisáceas se disponen - en niveles de 15 a 30 cm. de espesor, y presentan a techo de los estra tos abundantes estructuras sedimentarias: trenes de rizaduras paralelos, rizaduras de corriente, huellas de arrastre, huellas de carga, tam bién laminación paralela y estratificación lenticular, además de una - intensa bioturbación. Las areniscas y cuarcitas de colores pardos se - estratifican en niveles de 20 a 40 cm. de espesor, están muy recrista-

lizadas y tienen abundantes filoncillos de cuarzo milimétricos; también se observan acumulaciones de micas en las superficies de los estratos, así como rizaduras de corriente y laminación paralela. Localmente presentan bioturbación intensa. Potencia: 30 m.

7.2.7.- COLUMNA VII. BARRANCO DEL HORCAJO.

Se ha levantado en el extremo Nororiental de nuestra zona de estudio, cortando transversalmente el barranco del Horcajo.

Sus coordenadas geográficas son, muro: $x = 2^{\circ} 15' 75''$;
 $y = 41^{\circ} 23' 40''$; techo: $x = 2^{\circ} 15' 95''$; $y = 41^{\circ} 24' 00''$.

Su situación en nuestra cartografía geológica viene representadas por el segmento "VII".

En ella se describe la litología de los materiales de la Serie Ibérica correspondientes a las Formaciones Dere y Santed, identificadas por VILLAS (1980) como pertenecientes al Tremadoc y Arenig, y las de la Formación Cuarcita Armoricana del Arenig.

Las condiciones de los afloramientos son buenas y no están afectadas por importantes accidentes tectónicos. La potencia total de

la Serie es de 871 m. y se han diferenciado 3 tramos que a continuación se describen de muro a techo:

1.- Este primer tramo comienza a partir de una zona cubierta por Pliocuaternario, con cuarcitas de color pardo claro, bien estratificadas en bancos potentes de hasta un metro de espesor, que intercalan niveles de areniscas cuarzosas, micáceas, de 40 cm. de espesor. A techo de los estratos se observa laminación paralela y rizaduras de corriente. Estas areniscas están afectadas por esquistosidad, que se dispone perpendicular a la estratificación. Localmente están muy recristalizadas, presentando filoncillos de cuarzo de hasta 3 cm. de espesor y juntas de extensión rellenas de cuarzo; también aparecen en algunos niveles hiladas de granos de cuarzo de 0,5 cm. de diámetro, que no llegan a constituir niveles definidos. En la litología general del tramo son dominantes las cuarcitas. Hacia la parte superior del mismo aparecen intercalaciones finas de niveles pelíticos, existiendo una transición gradual de areniscas cuarzosas a limolitas. Estas limolitas, de color gris oscuro-verdoso, presentan a techo de los estratos rizaduras de corriente y laminación paralela y están afectadas por esquistosidad.

Los materiales descritos corresponden a la parte superior de la Formación Dere. La potencia del tramo es de 93 m.

2.- Alternancia de pelitas (lutitas y limolitas) y areniscas. Las areniscas micáceas, de grano medio a muy fino y colores pardogrisáceos, están muy recristalizadas. Aparecen bien estratificadas en niveles de 5 a 40 cm. de espesor. A techo de los estratos se observa laminación paralela, rizaduras de corriente y pequeños lentejones arenosos con envoltura arcillosa. Tienen abundantes filoncillos de cuarzo

y pátinas ferruginosas. Esporádicamente se intercalan bancos de cuarcitas cremas, de 10 a 40 cm. de espesor, con laminación paralela y abundantes filoncillos de cuarzo, además de tener pátinas ferruginosas. Es característica la presencia en los niveles de areniscas y cuarcitas de burrows y de bioturbación intensa.

Los tramos pelíticos están constituidos por lutitas y limolitas pardo-verdosas en superficie, grises oscuras enfresco. Aparecen bien estratificadas en niveles de 10 a 20 cm. de espesor. En los niveles limolíticos se observa laminación paralela y rizaduras de corriente, así como pasadas arenosas envueltas en material arcilloso que adquieren, a veces, forma amigdalara. En la litología general del tramo dominan las pelitas que están afectadas por esquistosidad. Los materiales descritos corresponden a la Formación Santed. Su potencia se estima en unos 500 m.

3.- Sobre la Formación Santed (y concordante con ella) se disponen los materiales correspondientes a la Formación Cuarcita Armórica, en la que se diferencian claramente tres tramos:

- Tramo inferior: constituido por cuarcitas blancas muy compactas, estratificadas en bancos potentes de hasta 2 m. de espesor, con pátinas ferruginosas y estratificación cruzada de gran escala. Su potencia es de 38 m.
- Tramo medio: Constituido por areniscas cuarzosas, niveles cuarcíticos y algunas alternancias finas de niveles limolíticos preferentemente asociados a las areniscas cuarzosas.

Las areniscas cuarzosas, de color rojizo oscuro, en superficie, gris-pardo en fresco, tienen abundantes pátinas ferruginosas. - Se disponen en bancos de espesor variable de 10-30-50-75 cm. y hasta 1 m. Tienen zonas recristalizadas con abundantes filoncillos de cuarzo perpendiculares a la estratificación. Están diaclasadas y afectadas por esquistosidad de fractura bastante penetrativa. Presentan laminación - paralela y ripples de corriente; a techo de los estratos son muy abundantes los burrows y la bioturbación es intensa. Algunos de estos niveles de areniscas cuarzosas de 10 a 30 cm., tienen base canaliforme, y en la base de los canalillos el tamaño de grano es mayor. Esporádicamente se intercalan niveles limolíticos de 3 a 4 cm, de espesor, con laminación paralela. Las cuarcitas blancas, que igualmente aparecen intercaladas, se disponen en bancos potentes de 50 cm. a 1 m. de espesor; están diaclasadas, y con las diaclasas rellenas por óxidos de Fe. A - techo de los estratos se observa laminación paralela y trenes de rizaruras paralelos; también existen Skolithos. La potencia del Tramo medio es de 145 m.

- Tramo superior: Constituido por cuarcitas blancas, estratificadas en bancos potentes de hasta 2 m. de espesor. Aparecen diaclasadas y con abundantes pátinas ferruginosas. Su potencia es de 95 m.

7.2.8.- COLUMNA VIII. BARRANCO DE VARDALGAL

Esta columna se ha levantado transversal al barranco de la Dehesa de Vardalgal.

Sus coordenadas geográficas son, muro: $x = 2^{\circ} 15' 07''$;
 $y = 41^{\circ} 24' 20''$; techo: $x = 2^{\circ} 15' 65''$, $y = 41^{\circ} 24' 80''$.

Su situación en nuestra cartografía geológica viene representada por el segmento "VIII".

En ella se describe la litología de los materiales correspondientes a las Formaciones: Castillejo, Fombuena y Calizas de Cisti-deos pertenecientes al Ordovícico medio-superior, y a las Formaciones Pizarras de Orea, Cuarcita Blanca y Bádenas pertenecientes al Silúrico.

Las potencias señaladas para algunos tramos son aproximadas, ya que la zona está afectada por fracturación y plegamiento intensos, - lo que ha dificultado su medida. Se han diferenciado 16 tramos, que a continuación se describen de muro a techo:

1.- Concordantes sobre la Formación Cuarcita Armoricana, - se disponen unas areniscas cuarcíticas de color rojo oscuro intenso, - que contienen una gran cantidad de óxidos de Fe, constituyendo un "enrejado". A veces, el óxido de Fe tiene estructura oolítica, con núcleos de granos de cuarzo. Las areniscas cuarcíticas se estratifican en niveles de 30 a 50 cm. de espesor. Su potencia es de 6 m.

2.- Areniscas cuarcíticas, muy recristalizadas, de color pardo oscuro, estratificadas en niveles de 30 a 40 cm. de espesor. - Su contenido en óxidos de hierro es menor que el de las areniscas anteriores. Existen intercalaciones de niveles delgados de limolitas. Potencia: 18 m.

3.- Areniscas cuarzosas, rojizas, con gran cantidad de óxidos de hierro. Estratificadas en bancos de 30-40 cm. de espesor. Su potencia es de 4 m.

4.- Tramo detrítico constituido mayoritariamente por lutitas y limolitas, con intercalaciones de areniscas cuarzosas. Las lutitas de color gris oscuro-verdoso, son micáceas, contienen algunos nódulos ferruginosos y tienen pátinas ferruginosas. Aparecen estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor y alternan con niveles de limolitas. También se intercalan algunos niveles de areniscas cuarzosas pardo-grisáceas de 10 a 40 cm. de espesor. Las lutitas y limolitas están afectadas por esquistosidad y no se observan estructuras sedimentarias. La potencia del tramo es de 70 m.

5.- Areniscas cuarzosas beiges, con anillos de Liesegang. En ocasiones están muy recristalizadas y presentan abundantes filoncillos de cuarzo. Se estratifican en niveles de 20 a 50 cm. de espesor. Potencia: 12 m.

6.- Alternancia de niveles delgados de lutitas y limolitas pardo-grisáceas. Esporádicamente intercalan niveles de areniscas de grano fino. Potencia: 10 m.

7.- Alternancia de niveles de lutitas y limolitas pardorojizas de 10 a 30 cm. de espesor, con abundantes óxidos de hierro. Se han encontrado algunos braquiópodos. Potencia: 5 m.

8.- Alternancia de niveles de lutitas y limolitas pardogrisáceas de 10 a 40 cm. de espesor. Existen intercalaciones de areniscas cuarzosas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor. A techo los niveles de areniscas cuarzosas se hacen más abundantes y potentes (40-50 cm. de espesor). Se ha encontrado bastante fauna: braquiópodos, trilobites, algunos bivalvos y cistideos. También siguen apareciendo icnofósiles, cuya presencia es generalizada en la serie a partir del tramo 6. Potencia: 60 m.

9.- Tramo detrítico constituido por una alternancia de lutitas y limolitas pardogrisáceas. En estas últimas se intercalan niveles de areniscas cuarzosas beigeas. En la base del tramo las lutitas son dominantes y aparecen estratificadas en niveles de 20 a 40 cm. de espesor, mientras que las areniscas cuarzosas se disponen en niveles delgados. Esta situación va cambiando hacia la mitad del tramo, en la que los niveles de areniscas cuarzosas son más abundantes y de mayor espesor (10-50 cm.), aunque se mantiene el espesor de los niveles lutíticos, que localmente presentan pasadas arenosas. Potencia: 55 m.

Los materiales descritos en los tramos 1 a 9 corresponden a la Formación Castillejo. Su potencia es de 240 m.

10.- Concordantes sobre los materiales del tramo anterior se disponen unas limolitas ocres oscuras con gran cantidad de óxidos de hierro dispuestos a modo de "enrejado" y con abundantes costras fe

130

rruginosas. A veces, hay nódulos ferruginosos. Las limolitas aparecen estratificadas en niveles de 30 a 40 cm. de espesor que intercalan algunos niveles delgados de lutitas pardo-grisáceas. Potencia: 4 m.

11.- Alternancia de niveles de lutitas pardo-grisáceas y limolitas ocreas de 20 a 40 cm. de espesor, que esporádicamente intercalan niveles finos de areniscas cuarzosas pardas. Potencia: 3 m.

12.- Alternancia de pelitas (lutitas y limolitas) laminadas grises y areniscas pardas. Las pelitas se disponen en niveles de 30 - cm. de espesor y están afectadas por esquistosidad. A unos 18 m. de la base del tramo, existe un nivel fosilífero de lutitas laminadas; se han encontrado braquiópodos, briozoos y gasterópodos. Las areniscas - aparecen estratificadas en niveles de 20 a 40 cm. de espesor, y en algunos de ellos se observa laminación paralela y cruzada así como abundantes burrows en las superficies de los estratos.

A unos 20 metros de la base del tramo abundan los niveles de areniscas de color ocre-rojizo con gran abundancia de óxidos de hierro. En la parte superior del tramo las areniscas cuarzosas y cuarcitas se hacen dominantes, presentando colores ocre-rojizos por la abundancia de óxidos de hierro y pátinas ferruginosas, y se disponen en niveles de 10 a 40 cm. de espesor. A techo del tramo, hay 2 metros de areniscas cuarzosas de intensa coloración rojiza por el abundante contenido en óxidos de hierro, que forman a modo de un "enrejado". La potencia del tramo es de 90 m.

Los materiales descritos en los tramos 10 a 12 pertenecen a la Formación Fombuena, con una potencia de 97 m.

13.- Concordantes sobre los materiales del tramo anterior se disponen unas calizas de color pardo-beige, duras, en niveles de 50 cm. al metro de espesor, que intercalan esporádicamente niveles más margosos de escaso espesor. La base del tramo es más margosa, de color ocre-rojizo por la presencia de pátinas limoníticas. La fauna es muy abundante sobre todo en los tramos más margosos, con cistideos, cri-noideos y gasterópodos. Potencia: 13 m. Estos materiales pertenecen a la Formación Calizas de Cistideos.

14.- Concordante sobre las Calizas de Cistideos se dispone una alternancia de argilitas grises oscuras (mayoritarias) y limolitas pardas, que se estratifican en niveles de 10-25 cm. También aparecen esporádicas intercalaciones de cuarcitas y areniscas cuarzosas pardas, de grano fino, estratificadas en niveles lenticulares de 5 a 15 cm. de espesor. Potencia: 80 m. Estos materiales corresponden a la Formación Pizarras de Orea.

15.- Cuarcitas blancas de grano muy fino (ortocuarцитas) y muy compactas. Aparecen bien estratificadas en bancos potentes que alcanzan los 2 m. de espesor. Están muy diaclasadas, y presentan gran cantidad de juntas de extensión que se van escalonando; localmente existen pátinas ferruginosas. Potencia: 35 m. Estas cuarcitas pertenecen a la Formación Cuarcita Blanca y se disponen concordantes sobre las Pizarras de Orea.

16.- Argilitas de color ocre-gris oscuro, afectadas por esquistosidad. Localmente existen intercalaciones finas de niveles de areniscas pardas de grano fino. La estratificación es difícil de ob-

servar debido a las malas condiciones del afloramiento. Estas argilitas pertenecientes a la Formación Bádenas, se disponen concordantes - sobre la Cuarcita Blanca. Se han medido 30 m. El techo de la Formación no se ha reconocido.

7.3.- ESTUDIO PETROGRAFICO DE LAMINAS DELGADAS. TIPOS PETROGRAFICOS.

7.3.1.- INTRODUCCION

Se ha realizado el estudio petrográfico de las muestras - representativas de las distintas litologías aflorantes en el área de estudio, utilizando para ello las técnicas tradicionales de microscopía polarizante.

Con el objeto de facilitar la identificación mineralógica, se han efectuado dos tipos de tinciones: con cobaltinitrito sódico - para diferenciar los feldespatos, y con alizarina roja S y ferrocianuro potásico para identificar los distintos tipos de carbonatos.

Se han confeccionado un total de 70 láminas delgadas de - samitas, pelitas y rocas carbonáticas, representativas de todas las unidades de cuarcitas, areniscas, argilitas, etc. que han sido definidas en las columnas litológicas. La descripción petrológica y petrográfica detallada de cada una de las láminas se recoge en el Apéndice I.

El estudio de láminas delgadas ha puesto de manifiesto dos hechos que son necesarios reseñar: Uno primero, la aparente similitud que presentan en el campo los distintos tipos petrográficos (mayor todavía en el caso de existir pátinas o superficies meteorizadas) que no permite una catalogación más definitiva que la que ha sido empleada en la descripción de las columnas, y que conduce a incluir litologías que son netamente distintas bajo una misma acepción. Y otro - segundo posiblemente de mayor trascendencia, que es la decisión sobre la nomenclatura específica que debe asignarse a cada muestra una vez conocidas las características texturales, estructurales y de composición mineralógica.

Este último hecho no es nuevo, ya que se presenta normalmente cuando se intenta caracterizar cualquier tipo de roca que, como es el caso de los estudiados, son resultado de una interacción de procesos múltiples que en muchas ocasiones hacen prácticamente imposible reconocer los caracteres propios del proceso de depósito.

En efecto, al dilema ya clásico sobre cómo y en base a qué criterios deben establecerse las clasificaciones de las rocas, hay - que añadir el hecho de que tanto en rocas detríticas como en carbonáticas existen nombres convencionales y tradicionales que son inclui-

dos en la catalogación aún cuando con frecuencia son difícilmente con- jugables con el criterio diferenciador adoptado. Además, al observar las clasificaciones al uso se comprueba que aún cuando se adopten cri- terios texturales, composicionales o genéticos, siempre están referi- dos al momento del depósito, prestando escasa o nula atención a las - características resultantes de procesos postsedimentarios. Y sin embar- go, son numerosísimas las rocas exógenas en las que en su aspecto actual es prácticamente irreconocible cualquier carácter sedimentario y por tanto serán de muy dudosa integración en cualquier categoría.

Ejemplos ilustradores de ésto último los encontramos en nu- merosas rocas de la región estudiada, siendo quizás el más represen- tativo el que corresponde a las facies noduliformes de cuarzo, a las que están constituídas por mosaicos cristalinos o por cristales bien definidos, tratándose en todas ellas de cuarzo neoformado. Tanto por el tamaño de los componentes figurativos como por su composición mine- ralógica, estas rocas deben ser consideradas como samitas de la clase cuarcita, pero, ¿se trata realmente de una cuarcita? o más aún, ¿pue- de considerarse siquiera como una roca detrítica teniendo en cuenta que el porcentaje de material neoformado supera con mucho el 50%?. Te- niendo en cuenta el último aspecto, parece claro que debiera ser con- siderada como una silexita s.l., pero ¿es lógico clasificarla así cuan- do es indudable que en su origen fué una roca detrítica?.

Las dificultades de la clasificación de algunos tipos de roca nos hizo llegar a pensar en la posibilidad de proponer una no- menclatura específica, pero finalmente se desechó la idea porque pro- bablemente era prematura y porque el problema podía paliarse en gran medida si, previamente a las descripciones litológicas, se realizaba la

exposición de un glosario de términos en el que se indicaran las características fundamentales de la roca que se pretendía identificar. Por otra parte, los términos añadidos a modo de adjetivos podían servir como complementos aclaratorios de particularidades específicas.

Antes de pasar al glosario y como cuestión previa, hay que señalar que como base de nuestra nomenclatura se han tomado las clasificaciones de DOTT (1964) para las samitas, la de TWENHOFEL (1950) para las detríticas de grano fino, y la de MICHARD (1969) para las carbonáticas.

También es preciso dejar claro qué es lo que se ha entendido por "granos", matriz y cemento. Hemos considerado que la roca está constituida por unos elementos de tamaño mayor, que asimilamos a granos figurativos y que se hacen corresponder, a fines de clasificación, con granos detríticos aunque genéticamente no sean tales; pueden estar constituidos tanto por monocristales como por agregados policristalinos, siempre que en éstos pueda apreciarse un contorno mejor o peor definido. Además de los granos es normal encontrar una fracción de menor tamaño de grano que ha podido ser considerada como matriz o como cemento. Aunque como se expondrá más adelante (Apartado 7.4) no existe una fracción que pueda hacerse corresponder con el término "matriz sedimentaria" dado el elevado grado de transformación existente en todos los tipos de roca, nosotros aceptaremos como matriz, salvo en casos muy concretos en que se aprecie claramente la autigénesis y ésta tenga una notoria significación en el proceso evolutivo, a toda la fracción arcillosa e incluso micácea, sin que se distinga entre la originaria, la transformada o la neoformada. De acuerdo con lo ante-

rior, excluirémos de la fracción cemento todos los minerales de arcilla y los micáceos, de tal modo que para considerar que hay cemento se atenderá a que existe un proceso de neoformación diagenético que ocupa huecos o sustituye minerales previos y que actúa como agente trabador de granos; así, se han distinguido los cementos habituales: sílice (en muy diversas formas), carbonatos y óxidos de hierro.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, la nomenclatura que se ha dado a los tipos rocosos examinados se corresponde con las siguientes características:

CUARCITAS, s.s.: Samitas con un tamaño de grano comprendido entre 2 y 1/16 mm., constituidas fundamentalmente por cuarzo, en porcentajes que deben superar el 90%. En algunas de nuestras muestras no se llega a alcanzar este elevado porcentaje, por la existencia de otros componentes mineralógicos, fundamentalmente cementos (carbonatos y óxidos de Fe); sin embargo la existencia de otros caracteres tales como la abundante cementación con sílice, la recristalización y la escasez de minerales arcilloso-micáceos de la matriz-cemento aconsejan su clasificación en este tipo.

CUARCITAS FELDESPATICAS: Cuarcitas con un elevado contenido de feldespatos tanto de origen detrítico como autigénicos.

ORTOCUARCITAS: Cuarcitas cuyo componente mineralógico fundamental es, prácticamente de forma exclusiva, el cuarzo. Están afectadas por intensos procesos de cementación con sílice, recristalización y autigénesis de cristales diferenciados, que en gran medida -

desdibujan las características del depósito sedimentario, sin que por otra parte se hayan alcanzado las condiciones del metamorfismo que permitirían considerarlas como metacuarcitas.

ARENISCAS: Samitas cuyo componente esquelético fundamental es el cuarzo, incluso en elevados porcentajes (50-85%), al que acompaña un considerable contenido en minerales arcilloso-micáceos de la matriz-cemento que oscila entre el 10 y el 20%. Son acusados los procesos de recristalización y autigénesis mineral en todas, pero sin alcanzar la intensidad de los existentes en cuarcitas y ortocuarcitas.

GRAUWACAS: Este término corresponde a samitas muy heterométricas, caracterizadas por un elevado contenido de cuarzo (45-70%), - junto con un elevado contenido de minerales arcilloso-micáceos de la matriz-cemento (20-30%).

Nuestras rocas no conservan las características del depósito, y así la matriz-cemento es de recristalización de los minerales arcilloso-micáceos primarios, siendo el rasgo más característico de algunas de ellas el que el cuarzo se presente como nódulos de neoforación.

LIMOLITAS s.s: Pelitas de tamaño de grano comprendido mayoritariamente entre 1/256 y 1/16 mm., aunque puede haber cristales autigénicos que superen este tamaño. La composición mineralógica fundamental es de cuarzo y minerales arcilloso-micáceos de la matriz-cemento, afectados por procesos diagenéticos de recristalización y autigénesis; frecuentemente se puede observar una marcada pizarrosidad, contribuyendo ambos factores a la modificación de los caracteres del depósito original.

LIMOLITAS FELDESPATICAS: Caracterizadas por un elevado contenido en feldespatos (35%), que junto con el cuarzo (50-54%) son los componentes esqueléticos fundamentales. Al igual que las anteriores - están afectadas por procesos diagenéticos de recrecimiento, recristalización y autigénesis.

LIMOLITAS FERRUGINOSAS: Presentan características generales similares a las de las limolitas s.s., aunque se diferencian en el contenido de óxidos de Fe que actúan como cemento y que alcanzan un elevado porcentaje (entre el 18 y 30%).

LIMOLITAS ARENOSAS: Diferenciadas por el contenido de componentes mineralógicos (cuarzo) de tamaño superior al limo, (resultado de procesos diagenéticos de recrecimiento y recristalización), en mayor cantidad que en las limolitas s.s.

ARGILITAS: Pelitas de tamaño de grano predominante inferior a 1/16 mm. Están afectadas por procesos diagenéticos de recristalización, recrecimiento, y autigénesis, junto con un desarrollo frecuentemente intenso de pizarrosidad que condiciona la reorientación de los minerales. En estas rocas no se conservan las características originales del depósito, aunque tampoco han llegado a alcanzarse las condiciones de metamorfismo necesarias para el desarrollo de minerales propiamente metamórficos, por lo que se descarta el término "pizarras".

CALIZAS: Rocas carbonáticas con textura de depósito observable y un contenido en calcita comprendido entre el 90 y 100%.

DOLOMIAS: Rocas carbonáticas con textura de recristalización y un contenido en dolomita comprendido entre el 90-100%.

DOLOMIAS CALCAREAS: Rocas carbonáticas con textura de recristalización y un contenido en dolomita comprendido entre el 50 y 90% y en calcita comprendido entre el 10 y 50%.

7.3.2.- TIPOS PETROGRAFICOS

Las rocas estudiadas se han sistematizado en tres grandes grupos petrológicos: samitas y pelitas para las rocas detríticas (diferenciadas por el tamaño medio de grano), y rocas carbonáticas.

Dentro de las samitas se han diferenciado, en función de características de composición mineralógica, los siguientes tipos petrográficos: cuarcitas, areniscas y grauwacas.

En lo que respecta a las pelitas y en base a criterios de tamaño de grano, se han diferenciado dos tipos: limolitas y argilitas.

Finalmente, dentro de las rocas carbonáticas y atendiendo a criterios de composición mineralógica, se han diferenciado dos ti-

pos: calizas y dolomías, con términos intermedios que se han clasificado como dolomías calcáreas. (Ver en el apartado anterior el glosario de los términos utilizados).

7.3.2.1.- Samitas.

7.3.2.1.1.- CUARCITAS

A este grupo, s.l., pertenecen las muestras: N3-58 de la Columna I, N3-67 y N3-68 de la Columna II, (F. Cuarcita de Bámbola), N3-25 de la Columna III, (F. Pizarras de Huérmeda), N3-39 de la Columna IV (F. Arenisca de Daroca), N3-76, N2-3, N2-10, N-1, N2-44, - N2-26, N1-45, N-12, N-11 y N-5 de la Columna VI (Serie Ibérica), N1-23 (Serie Ibérica), N1-20, N2-12 y N1-18 de la Columna VII (F. Cuarcita Armoricana), y N1-9 (F. Fombuena), N-17 (F. Pizarras de Orea), y N-16 (F. Cuarcita Blanca), de la Columna VIII.

Dentro de este grupo y atendiendo fundamentalmente a características de composición mineralógica y procesos diagenéticos, se han diferenciado los siguientes tipos petrográficos:

- Cuarcitas s.s.
- Cuarcitas feldespáticas
- Ortocuarцитas

7.3.2.1.1.1.- Cuarcitas s.s.

Son las muestras: N3-58, N3-68, N3-25, N2-10, N-1, N-12, N-11, N1-23, N1-20, N2-12, N1-18 y N-17.

Atendiendo a la composición mineralógica, todas ellas se caracterizan por tener un elevado porcentaje de cuarzo comprendido entre el 69 y el 91%. Aunque los procesos de autigénesis, recristalización y recrecimiento están generalizados, en algunas de ellas se reconoce la existencia de clastos de cuarzo de origen detrítico (N3-68, N1-20, N2-12), siendo especialmente abundante en la muestra N1-18 (55%). Hay calcedonia en las muestras N3-68 y N-12.

Está generalizada la presencia de minerales arcillosos y micáceos y de micas blancas, aunque en un escaso porcentaje comprendido entre el 3-8% y el 0,5-6% respectivamente.

Hay carbonatos distribuidos en la masa y de relleno de fracturas en las muestras N-12 y N-11 con un porcentaje del 28% y 5% respectivamente, mientras que en la N-17 aparecen exclusivamente rellenando fracturas (8%).

La presencia de feldespatos (microclina) es común en las muestras N3-68, N3-25, N2-10, N-1, N-11, N1-23, y N2-12 con porcentajes comprendidos entre el 1 y 7%. Hay plagioclasas (albita) en escasos porcentajes comprendidos entre el 0.5 y 2%, en las muestras N3-25, N2-10, N-11 y N1-23.

Únicamente se reconoce la existencia de biotita en la muestra N1-23.

La existencia de piritas es bastante generalizada, aunque en escasos porcentajes que oscilan entre el 0,2 y el 3%, con la excepción de las muestras N3-25, N-11, N1-23, N1-20 y N1-18, donde no se ha observado.

Los accesorios comunes a todas ellas son: opacos, apatito (frecuentemente incluido en cuarzo), circón, turmalina y rutilo, en porcentajes que oscilan entre el 1 y el 3%, excepto en la muestra N-1 que es del 5%, con una especial abundancia de circón.

La presencia de óxidos de Fe está muy generalizada, con la única excepción de la muestra N-1; el contenido por término medio varía entre el 2 y el 8%, excepto en dos de las muestras, N1-23 y N-17, que presentan mayores porcentajes, el 11 y el 15% respectivamente.

El tamaño de los cristales se sitúa como promedio entre las 50 y 100 micras, excepto en la N3-58 que es de 400 micras. Los cristales están recrecidos y presentan formas subangulosas-subredondeadas, pero en las muestras N2-10, N-12 y N-17 presentan también formas alotriomorfas. La existencia de cristales de cuarzo subidiomorfos-idiomorfos se reconoce en las muestras N-1, N-12, N-11, N2-12. En todas se observa la existencia de cuarzo microcristalino. Los contactos son suturados y además en algunas muestras son localmente largos (N3-58, N3-68, N3-25, N-1, N1-23, N1-20 y N1-18), estilolíticos (N-12) y cóncavo-convexos (N-1).

En cuanto a la microtectónica, el carácter generalizado es la existencia de fracturación, con diferente grado de intensidad y desarrollo, siendo escasa en las muestras N3-58, N3-68, N3-25, N2-10, N-1, N1-23, N1-20, N2-12 y N1-18, en las que las fracturas aparecen normalmente rellenas por cristales de cuarzo, mientras que los óxidos de Fe rellenan estrechas grietas; por el contrario en las muestras N-12, N-11 y N-17 las fracturas, que son abundantes, aparecen rellenas por cristales esparíticos de carbonato, además de cristales de cuarzo y óxidos de Fe. En la mayoría de las muestras se aprecia orientación mineralógica; el desarrollo de esquistosidad, que afecta especialmente a los minerales arcilloso-micáceos, se observa en las muestras N3-25, N-1, N-12 y N1-20, mientras que en la N-11 existe una leve esquistosidad de crenulación. Hay un bandeado definido por la acumulación preferencial de opacos y minerales accesorios en la muestra N-1. Se ha apreciado la existencia de laminación cruzada en la N-17 y de burrows en las muestras N1-20 y N2-12.

En lo que respecta a los procesos, destacan en todas ellas:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: micro y criptocristalino, en cristales (a veces idiomorfos-subidiomorfos) y como cemento en continuidad óptica, de minerales arcilloso-micáceos y micas blancas. Además en algunas muestras hay autigénesis de calcedonia, feldespatos, plagioclasas, biotita, apatito, turmalina, circón, piritas y carbonatos.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial sobre clastos de cuarzo detrítico, dando lugar a cristales de formas variadas en fun-

ción de distintas circunstancias tales como competencia con otros -
cristales, influencia de factores tectónicos, velocidad de crecimient
to, etc.

- La transformación de los escasos minerales arcillosos y
micáceos y su sustitución por cuarzo microcristalino.

- La cementación generalizada con cuarzo microcristalino y
macrocristalino en continuidad óptica, y en menor medida con óxidos -
de Fe (especialmente en las muestras N3-68, N2-10, N-17 y N1-23).

- La compactación.

- La recristalización.

- La silicificación.

Otros procesos específicos son:

- La neoformación de nódulos de cuarzo en las muestras N3-58
y N-11.

- La carbonatación en las muestras N-12 y N-11.

- La sustitución de cuarzo por carbonatos y a su vez la -
posterior sustitución de los carbonatos por cuarzo (N-12 y N-11).

- La sustitución de feldespatos por carbonatos, y la pos-
terior sustitución de éstos por feldespatos (N-11).

- La sustitución de cuarzo por óxidos de Fe (N-11).

- La alteración de feldespatos a minerales arcillosos y -
cuarzo microcristalino (N3-68, N2-10, N-1, N1-23 y N2-12).

- La alteración de pirritas a óxidos de Fe (N-12).
- El crecimiento de cuarzo epitaxial a favor de las sombras de pirritas.

7.3.2.1.1.2.- Cuarcitas feldespáticas

Son las muestras N3-76, N2-3, N-5 y N1-9.

Atendiendo a la composición mineralógica, todas ellas se caracterizan por tener un elevado contenido de cuarzo, comprendido entre el 63 y 74%, junto con un considerable porcentaje de feldespatos (microclina), situado entre el 10 y el 25%. Únicamente se reconoce la existencia de clastos de cuarzo detrítico en la muestra N-5. Hay calcedonia en las muestras N2-3 y N-5. La presencia de plagioclasas es generalizada, aunque en escasos porcentajes (del 0,5 al 2%, y con la excepción de la muestra N2-3). Todas ellas presentan minerales arcillosos y micáceos y micas blancas en escasos porcentajes del 0,5 al 5% y del 0,5 al 3% respectivamente. En la N2-3 hay biotita (1%) y en las muestras N3-76 y N1-9 hay cloritas, 6% y 1% respectivamente, coincidiendo esta presencia con el mayor contenido en feldespatos de ambas muestras (23 y 25% respectivamente). La existencia de pirritas es generalizada con porcentajes comprendidos entre el 0,5 y 3%, con la excepción de la muestra N3-76. Los accesorios comunes a todas ellas son opacos, circón, apatito, turmalina y rutilo, con porcentajes que os-

cilan entre el 1 y el 4%. La presencia de óxidos de Fe es común, con porcentajes comprendidos entre el 2 y el 8%, y con la excepción de la muestra N1-9.

El tamaño medio de los cristales es de 100 micras, que aparecen recrecidos y con formas predominantes de subangulosas a subredondeadas; en la muestra N2-3 presentan también formas alotriomorfas. La existencia de formas cristalinas subidiomorfas-idiomorfas se reconoce en las muestras N3-76, N-5 y N1-9. En todas ellas hay cuarzo microcristalino, y criptocristalino en la N1-9. Los contactos son suturados, y en la muestra N2-3, localmente, son además largos.

En cuanto a la microtectónica, el carácter generalizado es la existencia de fracturación, aunque de escaso desarrollo. Las fracturas aparecen normalmente rellenas por cristales de cuarzo, mientras que los óxidos de Fe ocupan preferentemente estrechas grietas. No se observa orientación mineralógica, esquistosidad, o cualquier otro tipo de estructura que sea resultante de la acción tectónica.

En lo que respecta a los procesos, destacan en todas ellas:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo (micro y criptocristalino, o en cristales grandes, a veces idiomorfos-subidiomorfos, y como cemento en continuidad óptica, además de calcedonia), minerales arcillosos y micáceos, micas blancas, feldespatos, plagioclasas, biotita, cloritas y minerales accesorios (circón, turmalina, apatito y piritas).

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial probablemente a partir de clastos de cuarzo detrítico, aunque éstos sólo se reconocen en la muestra N-5, dando lugar a cristales de formas variadas.
- La transformación de los minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.
- La cementación con cuarzo microcristalino y en continuidad óptica y en menor medida con óxidos de Fe.
- La compactación.
- La alteración de feldespatos a minerales arcillosos y micáceos y cuarzo microcristalino, observándose coronas de alteración a cloritas en la muestra N1-9.
- La recristalización.
- La silicificación.

7.3.2.1.1.3.- Ortocuarcitas

Son las muestras N3-67, N3-39, N2-44, N2-26, N1-45 y N-16. Todas ellas (en menor medida la N-16), presentan gran cantidad de filoncillos de cuarzo, generalmente configurando un entramado denso, e incluso llegando a constituir lentejones o zonas totalmente transformadas y silicificadas.

Atendiendo a la composición mineralógica, todas ellas se caracterizan por tener un elevado contenido en cuarzo, comprendido entre el 80 y el 98%. La existencia de cuarzo detrítico se reconoce en las muestras N2-26 y N-16. Únicamente existen feldespatos en escasos porcentajes (0,5%) en las muestras N3-39 y N-16. Hay calcedonia en las muestras N2-26 y N1-45, y en esta última hay también ópalo. Los minerales arcilloso-micáceos y las micas blancas son muy escasos, quedando como trazas entre los cristales de cuarzo (N2-44, N2-26, N1-45) y sin llegar a superar el 1% (N3-67, N-16), excepto en la N3-39 en que llegan hasta el 7%. Hay piritas en las muestras N3-67, N3-39 y N2-26. Como accesorios más comunes destacan: opacos, circón, apatito, turmalina y rutilo, que aparecen en escasos porcentajes, del 1 al 3%; además hay fosfatos en la muestra N3-67; ninguno de estos minerales aparece en la muestra N1-45. La presencia de óxidos de Fe está generalizada (excepto en la muestra N-16) con un porcentaje promedio entre el 1 y 4%, aunque en la N1-45 el porcentaje es muy elevado (20%).

El tamaño de los cristales se sitúa como promedio entre 120 y 300 micras, siendo más abundante el de 250 micras. Los cristales están a menudo recrecidos y presentan formas de subangulosas a subredondeadas; en las muestras N2-44 y N1-45 hay además alotriomorfos, y en la N3-39 y N1-45 cristales subidiomorfos-idiomorfos. Todas ellas presentan cuarzo microcristalino, e incluso existe criptocristalino en las muestras N2-26, N1-45 y N-16. Los contactos son suturados y localmente estilolíticos.

En cuanto a la microtectónica, se observa fracturación intensamente desarrollada en las muestras N3-67, N3-39, N2-44 y N2-26, con las fracturas normalmente rellenas por cuarzo, mientras que los

óxidos de Fe suelen rellenar estrechas grietas y juntas estilolíticas, como es el caso de las muestras N2-44 y N2-26; la muestra N-16 sólo presenta una fractura rellena por cristales de cuarzo y en la N1-45 no existe fracturación. Únicamente se observa orientación mineralógica, no muy marcada, en las muestras N3-67 y N3-39.

En lo que respecta a los procesos, destacan en todas ellas:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: micro y criptocristalino y en cristales de formas variadas, algunos - subidiomorfos-idiomorfos y como cemento en continuidad óptica muy - abundante; además de los escasos minerales arcilloso-micáceos y micas blancas; y también en algunas muestras de ópalo, calcedonia, - feldespatos, turmalina, apatito, fosfatos y pirritas.
- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, proceso que es muy intenso y da lugar a formas cristalinas irregulares, algunas - veces a partir de clastos de cuarzo detrítico todavía identificable.
- La transformación de los escasos minerales arcillosos y micáceos y sustitución por cuarzo microcristalino.
- La compactación.
- La cementación con cuarzo microcristalino y en conti-nuidad óptica.
- La recristalización, muy intensa.
- La silicificación, muy intensa.

- La alteración de los escasos feldespatos a minerales de arcilla en las muestras N3-39 y N-16.

Otros procesos específicos son:

- La cementación con óxidos de Fe en la muestra N1-45.

7.3.2.1.2.- ARENJSCAS

Incluimos en este grupo las muestras N3-59 (F. Cuarcita de Bámbola) de la Columna I, N3-27 de la Columna III, N3-38 y N3-35 (F. Arenisca de Daroca) de la Columna IV, N2-45 y N-9 de la Columna VI, N1-34 de la Columna VII (Serie Ibérica) y N1-15 (F. Castillejo) y N1-14 (F. Fombuena) de la Columna VIII.

Atendiendo a la mineralogía, se caracterizan por tener un elevado porcentaje de cuarzo (comprendido entre el 50 y el 85,5%) al que acompaña un considerable contenido de material lutítico de la matriz-cemento, en porcentaje superior al existente en las cuarcitas s.s; la existencia de clastos de cuarzo detrítico se reconoce en las muestras N1-34, N1-15 y N1-4, siendo en estas dos últimas el componente esquelético mayoritario. Hay calcedonia en las muestras N3-27 y N1-15, y también ópalo en esta última. La presencia de feldespatos es generalizada, con excepción de la muestra N3-59, en porcentajes variables comprendidos entre el 0,5 y el 15%; también son frecuentes las plagioclasas (N3-27, N3-38, N3-35, N2-45, N-9 y N1-34) con porcentajes que oscilan entre el 1 y el 5%. Los mine-

rales arcilloso-micáceos y micas blancas se presentan en porcentajes comprendidos entre el 9 y el 21%, y el 0,5 y el 3% respectivamente, con la única excepción de la muestra N1-15. Hay cloritas y biotitas (2%) en la muestra N1-34. Es generalizada la presencia de piritas (con la excepción de las muestras N3-59, N1-15 y N-9) en escasos porcentajes, del 0,2 al 1%. Los accesorios más comunes a todas ellas son: opacos, apatito, circón y turmalina en escasa cantidad (comprendidos entre el 0,1 y el 2%). Todas las muestras presentan óxidos de Fe en porcentajes entre el 1 y el 8%, e incluso en la muestra N1-15 este porcentaje es muy elevado, llegando al 40%. Además hay materia orgánica transformada (5%) en la muestra N1-34 y carbonatos (8%) en la muestra N3-35.

El tamaño de los cristales es variable y está comprendido entre 70 y 250 micras, predominando el de 100 micras. Los cristales están recrecidos y presentan formas de subangulosas a subredondeadas. La existencia de cristales de cuarzo subidiomorfos-idiomorfos se reconoce en las muestras N3-38, N3-35, N2-45 y N1-34. En todas las muestras hay cuarzo microcristalino y también criptocristalino en las muestras N3-35 y N1-15. Los contactos son variados: largos, suturados, puntuales y a veces los granos están flotando en la matriz-cemento; en las muestras N3-27 y N1-34 hay contactos cóncavo-convexos.

En cuanto a la microtectónica, el carácter generalizado más relevante es la existencia de fracturación con diferente grado de intensidad y desarrollo, siendo menos intensa en las muestras N3-59, N2-45, N-9, N1-15 y N1-4 en las que las fracturas aparecen normalmente rellenas por cuarzo y las más estrechas por óxidos de

Fe. Las fracturas son más abundantes en las muestras N3-27, N3-38, N3-35 y N1-34, y aparecen rellenas fundamentalmente por cuarzo, - además de óxidos de Fe en las grietas más estrechas; en la muestra N3-35 también hay carbonatos. Se observa orientación mineralógica marcada en las muestras N3-59, N3-38 y N3-35, y esquistosidad en - las muestras N3-27, N1-34 y N-9. Únicamente se observa un leve microplegamiento en la muestra N3-59, así como bioturbación en la N1-34 y estructuras de carga y microkinkbands en la muestra N-9.

En lo que respecta a los procesos, destacan en todas - ellas:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: micro y criptocristalino, en cristales de formas variadas, incluso - con formas subidiomorfos-idiomorfos y como cemento en continuidad - óptica. Hay además autigénesis de minerales arcillosos y micáceos, micas blancas, y de forma menos generalizada de ópalo, calcedonia, biotitas, cloritas, feldespatos, plagioclasas, circón, turmalina, apatito, carbonatos y piritas. Este proceso de autigénesis mineral está escasamente representado en las muestras N1-15 y N1-4, donde los principales minerales autigénicos son: ópalo, calcedonia y cuarzo en N1-15, y minerales arcillosos (chamosita), micáceos y algo de cuarzo en N1-4.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, dando lugar a - cristales de contornos irregulares, a veces a partir de clastos de cuarzo detrítico. Este proceso es escasamente significativo en las muestras N1-15 y N1-4.

- La transformación intensa de los minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.

- La compactación.

- La cementación, fundamentalmente con cuarzo microcristalino y en continuidad óptica, y en menor medida con óxidos de Fe.

- La recristalización intensa.

- La silicificación intensa.

Otros procesos específicos son:

- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla (N1-34, N2-45, N1-15).

- La alteración de piritas a óxidos de Fe (N2-45).

- La disolución por presión (N3-27, N1-34).

- La carbonatación y la sustitución mineralógica de cuarzo y plagioclasas por carbonatos (N3-35).

- La neoformación de nódulos de cuarzo en la muestra N3-59, estando este proceso ampliamente desarrollado.

- La ferruginización intensa con óxidos de Fe que llegan a ser el principal cemento en la muestra N1-15.

7.3.2.1.3.- GRAUWACAS.

Son las muestras N3-63 (F. Pizarras de Paracuellos), - N3-60, N3-56 (F. Cuarcita de Bámbola) y N3-55 (F. Capas de Embid) de la Columna I y N3-74 (F. Capas de Embid) de la Columna II.

Atendiendo a la composición mineralógica, todas ellas se caracterizan por tener un considerable porcentaje de cuarzo comprendido entre el 48 y el 69%, acompañado de un elevado porcentaje de minerales arcilloso-micáceos situado entre el 20 y el 30%. Hay calcedonia en la muestra N3-63. La presencia de feldespatos es común a todas ellas, generalmente en escaso porcentaje (del 0,5 al 2%); en dos muestras, N3-55 y N3-74, este contenido en feldespatos es mayor, 7 y 25% respectivamente. Hay algunas plagioclasas y cloritas en la muestra N3-74. La presencia de micas blancas y de piritas es generalizada, con porcentajes que oscilan entre el 0,5 y 2%. Los accesorios comunes a todas ellas son: opacos, apatito, turmalina, circón y menos frecuentemente rutilo, en porcentajes comprendidos entre 0,5 y 3%. El contenido en óxidos de Fe es escaso, del 0,5 al 4%. Hay materia orgánica transformada, relativamente abundante (3%) en la muestra N3-74.

El tamaño de los cristales es variable, predominando el comprendido entre 80-150 micras. Los cristales están recrecidos y presentan formas subredondeadas a subangulosas, siendo frecuentes - blastos amigdalares. En todas las muestras hay cuarzo microcristalino y también criptocristalino en las muestras N3-63 y N3-74. Los - contactos son predominantemente largos-puntuales e incluso sutura-

dos en las zonas más recristalizadas, siendo frecuente la presencia de granos o cristales flotando aislados en la matriz-cemento de minerales arcilloso-micáceos.

En cuanto a la microtectónica, es característica generalizada la existencia de fracturación, aunque no es muy intensa; únicamente en la muestra N3-60 está más desarrollada. Las fracturas aparecen normalmente rellenas por cuarzo y por óxidos de Fe, rellenando éstos de forma preferente las grietas más estrechas. Se observa orientación mineralógica muy marcada en todas las muestras, adoptando los minerales arcilloso-micáceos una disposición fludial, como respuesta al desarrollo de esquistosidad, que es especialmente manifiesta en la muestra N3-74. Se aprecia un leve microplegamiento en la muestra N3-55, así como una lineación de piritas en la N3-60.

En cuanto a los procesos, destacan en todas ellas:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo (micro y criptocristalino, en cristales de formas variadas y como cemento en continuidad óptica, además de calcedonia), de minerales arcilloso-micáceos, micas blancas, feldspatos (y también en algunas muestras de plagioclasas), turmalina, apatito, circón, rutilo, cloritas y piritas.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial, proceso que es muy intenso y dá lugar a cristales con formas variadas.

- La neoformación de nódulos de cuarzo; este proceso es especialmente característico y pronunciado en todas las muestras.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.
- La compactación.
- La cementación con cuarzo microcristalino y en continuidad óptica.
- La recristalización.
- La silicificación.

Otros procesos específicos son:

- La alteración de piritas a óxidos de Fe (N3-56 y N3-55).
- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla (N3-55).
- La neoformación de cuarzo epitaxial a favor de sombras de micas blancas (N3-74).

7.3.2.2.- Pelitas

7.3.2.2.1.- *LJMOLITAS*

A este grupo pertenecen las muestras N3-61, N3-62, N3-64 (F. Pizarras de Parcuillos) y N3-54 (F. Capas de Embid) de la Columna

na I, N3-66 (F. Cuarcita de Bámbola) de la Columna II, N3-16 (F. Capas de Embid) y N3-17 (F. Pizarras de Jalón) de la Columna III, N3-43 (F. Pizarras de Huérmeda) de la Columna IV, N2-41, N-2 y N-8 (Serie Ibérica) de la Columna VI, N1-24 (Serie Ibérica) de la Columna VII, N1-17 (F. Castillejo), N1-6, N1-3 (F. Fombuena) y N1-7 (F. Bádenas) de la Columna VIII.

Dentro de este grupo y atendiendo fundamentalmente a características de composición mineralógica y de tamaño cristalino, se han diferenciado los siguientes tipos petrográficos:

- *Limolitas s.s.*
- *Limolitas feldespáticas*
- *Limolitas ferruginosas*
- *Limolitas arenosas*

7.3.2.2.1.1.- Limolitas s.s.

Son las muestras N3-61, N3-62, N3-54, N3-43, N2-41, N-8 y N1-24.

Atendiendo a la composición mineralógica, se caracterizan por tener un contenido de cuarzo variable comprendido entre el 40 y el 73%, al que acompaña un elevado porcentaje de minerales arillosos y micáceos que se sitúa normalmente entre el 25 y el 40%,

aunque en la muestra N-8 este porcentaje es superior (50%), mientras que en la N1-24 sólo es del 10%. Hay calcedonia en las muestras N3-54 y N3-62, y también ópalo en esta última. El contenido en micas blancas se sitúa entre el 0,5 y el 2%. Hay feldespatos en la generalidad de las muestras, en porcentajes que oscilan entre el 3 y el 10%. Hay algunas plagioclasas en la muestra N1-24 y únicamente se reconoce la presencia de biotita en la N2-41. También hay piritas (0,5-1%) en las muestras N2-41 y N-8, en las que además se aprecia la existencia de cuarzo detrítico. Los minerales accesorios más comunes a todas ellas son: opacos, circón, turmalina, apatito y en menor medida rutilo, en escasos porcentajes (del 0,5 al 2%). Hay materia orgánica transformada (querógeno) en las muestras N3-61 y N-8, confiriéndoles un carácter carbonoso. Es generalizada la presencia de óxidos de Fe, aunque en escasos porcentajes (desde el 0,2 al 5%).

El tamaño de los cristales se sitúa entre las 15 y 40 micras. Los cristales de cuarzo están recrecidos, y se presentan con formas de subangulosas a subredondeadas, aunque también frecuentemente los hay alotriomorfos, y en las muestras N-8 y N1-24 se encuentran cristales subidiomorfos-idiomorfos. En todas ellas se observa la existencia de cuarzo microcristalino y además cuarzo criptocristalino en la muestra N2-41. Los contactos son suturados en su mayoría, o los granos se encuentran flotando o envueltos en la matriz-cemento de minerales arcilloso-micáceos; también hay contactos largos en la muestra N1-24.

En cuanto a la microtectónica, el carácter generalizado es la existencia de fracturación (con la excepción de la muestra -

N-8) generalmente intensa; las fracturas aparecen normalmente rellenas por cuarzo, mientras que los óxidos de Fe ocupan preferentemente fracturas estrechas; en la muestra N1-24 sólo se aprecian escasas fracturillas irregulares. Todas las muestras están afectadas por pizarrosidad, condicionando la orientación de los minerales. Se aprecia un leve microplegamiento de las bandas lutíticas en la muestra N3-54. Otras estructuras presentes son: laminación flaser (N3-61), boudinage (N3-62 y N2-41), microslumping (N1-24) y bandeado mineralógico en las muestras N3-43, N2-41 y N-8.

En lo que respecta a los procesos, destacan en todas ellas:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo (micro y criptocristalino, en cristales de formas variadas, incluso subidiomorfos-idiomorfos, y como cemento en continuidad óptica), además de minerales arcilloso-micáceos y micas blancas, y también, en algunas muestras, de biotita, feldespatos, calcedonia, ópalo, circón y pirritas.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial, dando lugar a cristales de contornos irregulares.

- La transformación intensa de minerales arcillosos y micáceos con neoformación de cuarzo microcristalino.

- La compactación.

- La cementación con cuarzo microcristalino y en continuidad óptica.

- La recristalización.

- La silicificación.

Otros procesos específicos son:

- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla (N-8 y N1-24).

- La neoformación de nódulos de cuarzo en las muestras - N3-62 y N3-43.

7.3.2.2.1.2.- Limolitas feldespáticas

Son las muestras N3-16 y N3-17.

Atendiendo a la composición mineralógica se caracterizan por presentar un contenido de cuarzo comprendido entre el 50 y el 54%, y un elevado porcentaje de feldespatos situado alrededor del 35%. Se reconoce la existencia de clastos de cuarzo detrítico en la muestra N3-16. Hay algunas plagioclasas (albita, 1%). El contenido de minerales arcilloso-micáceos se sitúa entre el 3 y el 7%. Hay micas blancas (2%), y en la muestra N3-16, piritas (1%). Los minerales accesorios comunes son: circón, rutilo y opacos, más abundantes en la muestra N3-17, en la que también hay materia orgánica transformada, situándose el porcentaje de accesorios en el conjunto alrededor del 2%. Hay óxidos de Fe en escasos porcentajes (3%).

El tamaño promedio de los cristales es de 40 micras. Los cristales de cuarzo están recrecidos y presentan formas subangulosas, a veces subredondeadas; en la muestra N3-17 hay cristales subidiomorfos-idiomorfos. En ambas muestras hay cuarzo microcristalino. Los contactos son predominantemente largos, a veces suturados, e incluso cóncavo-convexos en la muestra N3-16.

En cuanto a la microtectónica, se observa fracturación con desigual intensidad; mientras que en la muestra N3-16 es muy intensa, en la N3-17 tiene escaso desarrollo. Las fracturas en ambos casos aparecen rellenas por cuarzo y óxidos de Fe, éstos últimos ocupando preferentemente fracturas estrechas. En la muestra N3-16 se observa un bandeo mineralógico y la neoformación de micas blancas que adoptan una disposición orientada en zig-zag, sin llegar a constituir un verdadero microkink-band.

En lo que respecta a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral de cuarzo (microcristalino, en cristales y como cemento en continuidad óptica), feldspatos, plagioclasas, minerales arcilloso-micáceos, micas blancas y piritas.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, a veces a partir de clastos de cuarzo detríticos, dando lugar a cristales de contornos irregulares.

- La transformación de minerales arcilloso-micáceos con neoformación de cuarzo microcristalino.

- La compactación y la cementación con cuarzo microcristalino y en continuidad óptica.

- La recristalización.
- La silicificación.

Otros procesos específicos son:

- La alteración de feldespatos a arcillas y la de piritas a óxidos de Fe en la muestra N3-16.
- Los procesos de disolución por presión (N3-16).
- El crecimiento de cuarzo epitaxial a favor de sombras de piritas (N3-16).

7.3.2.2.1.3.- Limolitas ferruginosas

Son las muestras N-2, N1-17, N1-6, N1-3 y N1-7.

Atendiendo a la composición mineralógica, se caracterizan por presentar un elevado porcentaje de óxidos de Fe comprendido entre el 18 y el 30%. El contenido de cuarzo se sitúa entre el 35 y el 57%, reconociéndose la existencia de clastos de cuarzo detrítico en las muestras N-2, N1-17, N1-6 y N1-3, siendo especialmente abundante en las dos últimas. El porcentaje de minerales arcillosos y micáceos oscila entre el 10 y el 29% y el de micas blancas se sitúa alrededor del 2%. Hay feldespatos en porcentajes entre el 1 y 2% (N1-6, N1-3 y N1-7) y del 8% (N-2 y N1-17). Hay algunas plagioclasas y biotitas en

la muestra N1-17. Los minerales accesorios comunes son: opacos, circon, apatito y turmalina, en escasos porcentajes del 0,5 al 2%. Hay materia orgánica transformada en escasos porcentajes en las muestras N-2 y N1-7.

El tamaño promedio de los cristales es de 25 a 40 micras. Los cristales de cuarzo están recrecidos y presentan formas generales de subangulosas a subredondeadas, existiendo también alotriomorfias en la muestra N1-3. En todas las muestras hay cuarzo microcristalino. - Los contactos son suturados o largos, e incluso cóncavo-convexos (N1-7), y son frecuentes los élastos flotando en la matriz-cemento de los minerales arcilloso -micáceos.

En cuanto a la microtectónica, el carácter generalizado es la existencia de fracturación, con diferente grado de intensidad y desarrollo; es más intensa en las muestras N-2, N1-6 y N1-7 y escasa en las muestras N1-17 y N1-3. Las fracturas aparecen normalmente rellenas por óxidos de Fe, aunque algunas presentan relleno de cuarzo. Todas las muestras están afectadas por pizarrosidad. Existen micropliegues en la muestra N1-7 y bandeado mineralógico en la N1-3.

En lo que respecta a los procesos, destacan en todas ellas:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo (microcristalino, en cristales y como cemento en continuidad óptica), de minerales arcilloso-micáceos y micas blancas, y también en algunas muestras de feldespatos y plagioclasas. En algunos casos la neoformación de minerales se desarrolla en sentido perpendicular a la dirección de la pizarrosidad, lo que es claro indicio de que son posteriores al desarrollo de la misma.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, a veces a partir de clastos de cuarzo detríticos, dando lugar a cristales de contornos irregulares.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.

- La compactación.

- La cementación con óxidos de Fe y la ferruginización.

- La recristalización.

- La silicificación.

Otros procesos específicos son:

- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla (N-2 y N1-17).

7.3.2.2.1.4. Limolitas arenosas

Son las muestras N3-64 y N3-66.

Atendiendo a la composición mineralógica, se caracterizan por un contenido en cuarzo comprendido entre el 50 y 57% y de minerales arcillosos y micáceos (micas blancas) con un porcentaje comprendido entre el 30 y 35%. En ambas muestras se reconoce la existencia de cuarzo detrítico y contienen escasos feldespatos. Hay calcedonia

en la muestra N3-66 y ópalo en la N3-64, en la que también abundan las piritas. Los minerales accesorios comunes en ambas muestras son: opacos, apatito, rutilo, turmalina y circón (especialmente abundante en la muestra N3-64), presentándose en escasos porcentajes (del 0,5 al 1,5%). Hay óxidos de Fe, en porcentajes del 3 al 8%.

El tamaño de los cristales está comprendido entre 5 y 20 micras para los minerales arcilloso-micáceos y entre 80 y 100 micras para los cristales de cuarzo. Los cristales de cuarzo están recrecidos y presentan formas de subangulosas a subredondeadas, habiendo en la muestra N3-64 cristales de subidiomorfos-idiomorfos. En ambas muestras hay cuarzo microcristalino y además en la N3-66 hay cuarzo criptocristalino. Los contactos son tanto largos como puntuales, existiendo también cristales flotando en la matriz-cemento de minerales arcilloso-micáceos.

En cuanto a la microtectónica, ambas muestras presentan una intensa fracturación, con las fracturas rellenas por cuarzo y óxidos de Fe; éstos últimos suelen ocupar las fracturas más estrechas. Ambas muestras están afectadas por pizarrosidad, observándose en la N3-66 un bandeado de esquistosidad en alternancia, diferenciado por el tamaño de grano, y en la N3-64 existe un microplegamiento levemente esbozado.

En lo que respecta a los procesos, destacan en ambas:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: micro-criptocristalino y en cristales bien diferenciados, algunos incluso subidiomorfos-idiomorfos y como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcilloso-micáceos, micas blancas, feldespatos y piritas.

- El recrecimiento sintaxial de cuarzo, a veces a partir de clastos de cuarzo que conservan el carácter detrítico, dando lugar a cristales de contornos irregulares.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo-microcristalino.

- La compactación.

- La cementación con cuarzo microcristalino y en continuidad óptica.

- La recristalización.

- La silicificación.

Otros procesos específicos son:

- La neoformación de nódulos de cuarzo (N3-64).

- La alteración de feldespatos a minerales arcillosos y micáceos (N3-66).

- El crecimiento interpenetrado de cristales de cuarzo y micas blancas (N3-64).

7.3.2.2.2.- ARGILITAS

Son las muestras N3-26 (F. Pizarras de Huérmeda) y N3-31 (F. Arenisca de Daroca) de la Columna III, N3-33 y N3-32 (F. Piza-

rras de Murero) de la Columna IV, N3-46 (F. Pizarras del Jalón) de la Columna V, N1-33, N-6 y N-3 (Serie Ibérica) de la Columna VI y N1-14 (F. Castillejo) de la Columna VIII.

Atendiendo a la composición mineralógica, se caracterizan por un elevado contenido en minerales arcillosos y micáceos que oscila entre el 24 y el 62%, y un porcentaje de micas blancas que se sitúa entre el 0,5 y 3%, acompañado de un contenido en cuarzo variable comprendido entre el 20 y 60%. Todas ellas presentan feldespatos, que aunque en algunas muestras son escasos, en otras, como es el caso de N3-32 y N1-14, llegan a alcanzar, respectivamente, el 6 y 8%. La muestra N3-46 contiene cloritas. Existen piritas en las muestras N3-32, N3-46, N1-33 y N-6, en escasos porcentajes (del 0,5 al 1%). Hay calcedonia en las muestras N3-43 y N3-32 y en esta última también hay ópalo. Los minerales accesorios comunes a todas ellas son: opacos, -circón, turmalina, apatito y rutilo, normalmente escasos, con porcentajes comprendidos entre 1 y 3% (únicamente en la muestra N-6 son muy abundantes, 10%). Hay materia orgánica transformada (querógeno), en pequeñas cantidades en la muestra N1-14 (0,5%), y muy abundante en la muestra N-3 (20%), dándole un carácter carbonoso. Todas presentan óxidos de Fe en porcentajes comprendidos entre el 3 y el 8%, aunque en las muestras N3-26 y N-6 son muy abundantes (14 y 15% respectivamente), confiriéndoles un carácter ferruginoso.

El tamaño promedio de los cristales varía entre 3 y 12 micras excepto en la muestra N1-7 que presenta mayor tamaño cristalino (predominando el de 30 micras). En la mayoría de las muestras los cristales de cuarzo están recrecidos (N3-31, N3-33, N3-32, N3-46 y N1-14) y son mayoritariamente alotriomorfos, aunque también hay cristales subangulosos-subredondeados, y en la muestra N3-26 hay cristales de

cuarzo subidiomorfos-idiomorfos. En todas ellas hay cuarzo microcristalino. En la matriz-cemento lutítica, los contactos son largos, mientras que los cristales de mayor tamaño flotan en ella.

En cuanto a la microtectónica, el carácter generalizado es la existencia de fracturación con diferente grado de intensidad y desarrollo, siendo intensa en las muestras N3-26, N3-33, N3-32 y N-6, y escasa en las muestras N3-31, N1-33 y N1-14. Las fracturas aparecen normalmente rellenas por cuarzo y por óxidos de Fe (que ocupan preferentemente las más estrechas); en las muestras N3-31, N1-33, N-6 y N1-14, las fracturas aparecen exclusivamente rellenas por óxidos de Fe. Todas las muestras están afectadas por pizarrosidad, que aparece intensamente marcada en las muestras N3-33, N3-32, N3-46, N1-33 y N-6. Existen micropliegues en la muestra N-3, y en la N1-14 se observa una leve ondulación. Es frecuente la existencia de bandeo mineralógico (N3-26, N3-33, N-3) y en la N1-14 se aprecia un bandeo ocasionado por cantos blandos orientados; también hay cantos blandos en las muestras N3-32 y N3-46 y en ésta última existen lineaciones de nódulos de cuarzo. En algunas muestras se aprecia la neoformación de micas blancas con crecimientos orientados en zig-zag, sin llegar a constituir un microkinkband, perpendiculares a la dirección de la pizarrosidad y posteriores al desarrollo de la misma.

En lo que respecta a los procesos, destacan en todas ellas:

- La autigénesis mineral de cuarzo (microcristalino, en cristales, algunos subidiomorfos-idiomorfos y como cemento en continuidad óptica, no muy abundante), de minerales arcilloso-micáceos y micas blancas, además de feldspatos, ópalo, calcedonia, circón, turmalina y piritas.

N-8) generalmente intensa; las fracturas aparecen normalmente rellenas por cuarzo, mientras que los óxidos de Fe ocupan preferentemente fracturas estrechas; en la muestra N1-24 sólo se aprecian escasas fracturillas irregulares. Todas las muestras están afectadas por pizarrosidad, condicionando la orientación de los minerales. Se aprecia un leve microplegamiento de las bandas lutíticas en la muestra N3-54. Otras estructuras presentes son: laminación flaser (N3-61), boudinage (N3-62 y N2-41), microslumping (N1-24) y bandeado mineralógico en las muestras N3-43, N2-41 y N-8.

En lo que respecta a los procesos, destacan en todas ellas:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo (micro y criptocristalino, en cristales de formas variadas, incluso subidiomorfos-idiomorfos, y como cemento en continuidad óptica), además de minerales arcilloso-micáceos y micas blancas, y también, en algunas muestras, de biotita, feldespatos, calcedonia, ópalo, circón y piritas.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial, dando lugar a cristales de contornos irregulares.

- La transformación intensa de minerales arcillosos y micáceos con neoformación de cuarzo microcristalino.

- La compactación.

- La cementación con cuarzo microcristalino y en continuidad óptica.

- La recristalización.

- La silicificación.

Otros procesos específicos son:

- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla (N-8 y N1-24).

- La neoformación de nódulos de cuarzo en las muestras - N3-62 y N3-43.

7.3.2.2.1.2.- Limolitas feldespáticas

Son las muestras N3-16 y N3-17.

Atendiendo a la composición mineralógica se caracterizan por presentar un contenido de cuarzo comprendido entre el 50 y el 54%, y un elevado porcentaje de feldespatos situado alrededor del 35%. Se reconoce la existencia de clastos de cuarzo detrítico en la muestra N3-16. Hay algunas plagioclasas (albita, 1%). El contenido de minerales arcilloso-micáceos se sitúa entre el 3 y el 7%. Hay micas blancas (2%), y en la muestra N3-16, piritas (1%). Los minerales accesorios comunes son: circón, rutilo y opacos, más abundantes en la muestra N3-17, en la que también hay materia orgánica transformada, situándose el porcentaje de accesorios en el conjunto alrededor del 2%. Hay óxidos de Fe en escasos porcentajes (3%).

El tamaño promedio de los cristales es de 40 micras. Los cristales de cuarzo están recrecidos y presentan formas subangulosas, a veces subredondeadas; en la muestra N3-17 hay cristales subidiomorfos-idiomorfos. En ambas muestras hay cuarzo microcristalino. Los contactos son predominantemente largos, a veces suturados, e incluso cóncavo-convexos en la muestra N3-16.

En cuanto a la microtectónica, se observa fracturación con desigual intensidad; mientras que en la muestra N3-16 es muy intensa, en la N3-17 tiene escaso desarrollo. Las fracturas en ambos casos aparecen rellenas por cuarzo y óxidos de Fe, éstos últimos ocupando preferentemente fracturas estrechas. En la muestra N3-16 se observa un bandeo mineralógico y la neoformación de micas blancas que adoptan una disposición orientada en zig-zag, sin llegar a constituir un verdadero microkink-band.

En lo que respecta a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral de cuarzo (microcristalino, en cristales y como cemento en continuidad óptica), feldespatos, plagioclasas, minerales arcilloso-micáceos, micas blancas y pirritas.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial, a veces a partir de clastos de cuarzo detríticos, dando lugar a cristales de contornos irregulares.

- La transformación de minerales arcilloso-micáceos con neoformación de cuarzo microcristalino.

- La compactación y la cementación con cuarzo microcristalino y en continuidad óptica.

- La recristalización.
- La silicificación.

Otros procesos específicos son:

- La alteración de feldespatos a arcillas y la de piritas a óxidos de Fe en la muestra N3-16.
- Los procesos de disolución por presión (N3-16).
- El crecimiento de cuarzo epitaxial a favor de sombras de piritas (N3-16).

7.3.2.2.1.3.- Limolitas ferruginosas

Son las muestras N-2, N1-17, N1-6, N1-3 y N1-7.

Atendiendo a la composición mineralógica, se caracterizan por presentar un elevado porcentaje de óxidos de Fe comprendido entre el 18 y el 30%. El contenido de cuarzo se sitúa entre el 35 y el 57%, reconociéndose la existencia de clastos de cuarzo detrítico en las muestras N-2, N1-17, N1-6 y N1-3, siendo especialmente abundante en las dos últimas. El porcentaje de minerales arcillosos y micáceos oscila entre el 10 y el 29% y el de micas blancas se sitúa alrededor del 2%. Hay feldespatos en porcentajes entre el 1 y 2% (N1-6, N1-3 y N1-7) y del 8% (N-2 y N1-17). Hay algunas plagioclasas y biotitas en

la muestra N1-17. Los minerales accesorios comunes son: opacos, circón, apatito y turmalina, en escasos porcentajes del 0,5 al 2%. Hay materia orgánica transformada en escasos porcentajes en las muestras N-2 y N1-7.

El tamaño promedio de los cristales es de 25 a 40 micras. Los cristales de cuarzo están recrecidos y presentan formas generales de subangulosas a subredondeadas, existiendo también alotriomorfias en la muestra N1-3. En todas las muestras hay cuarzo microcristalino. - Los contactos son suturados o largos, e incluso cóncavo-convexos (N1-7), y son frecuentes los elastos flotando en la matriz-cemento de los minerales arcilloso -micáceos.

En cuanto a la microtectónica, el carácter generalizado es la existencia de fracturación, con diferente grado de intensidad y de desarrollo; es más intensa en las muestras N-2, N1-6 y N1-7 y escasa en las muestras N1-17 y N1-3. Las fracturas aparecen normalmente rellenas por óxidos de Fe, aunque algunas presentan relleno de cuarzo. Todas las muestras están afectadas por pizarrosidad. Existen micropliegues en la muestra N1-7 y bandeo mineralógico en la N1-3.

En lo que respecta a los procesos, destacan en todas ellas:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo (microcristalino, en cristales y como cemento en continuidad óptica), de minerales arcilloso-micáceos y micas blancas, y también en algunas muestras de feldespatos y plagioclasas. En algunos casos la neoformación de minerales se desarrolla en sentido perpendicular a la dirección de la pizarrosidad, lo que es claro indicio de que son posteriores al desarrollo de la misma.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, a veces a partir de clastos de cuarzo detríticos, dando lugar a cristales de contornos irregulares.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.

- La compactación.

- La cementación con óxidos de Fe y la ferruginización.

- La recristalización.

- La silicificación.

Otros procesos específicos son:

- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla (N-2 y N1-17).

7.3.2.2.1.4. Limolitas arenosas

Son las muestras N3-64 y N3-66.

Atendiendo a la composición mineralógica, se caracterizan por un contenido en cuarzo comprendido entre el 50 y 57% y de minerales arcillosos y micáceos (micas blancas) con un porcentaje comprendido entre el 30 y 35%. En ambas muestras se reconoce la existencia de cuarzo detrítico y contienen escasos feldespatos. Hay calcedonia

en la muestra N3-66 y ópalo en la N3-64, en la que también abundan las piritas. Los minerales accesorios comunes en ambas muestras son: opacos, apatito, rutilo, turmalina y circón (especialmente abundante en la muestra N3-64), presentándose en escasos porcentajes (del 0,5 al 1,5%). Hay óxidos de Fe, en porcentajes del 3 al 8%.

El tamaño de los cristales está comprendido entre 5 y 20 micras para los minerales arcilloso-micáceos y entre 80 y 100 micras para los cristales de cuarzo. Los cristales de cuarzo están recrecidos y presentan formas de subangulosas a subredondeadas, habiendo en la muestra N3-64 cristales de subidiomorfos-idiomorfos. En ambas muestras hay cuarzo microcristalino y además en la N3-66 hay cuarzo criptocristalino. Los contactos son tanto largos como puntuales, existiendo también cristales flotando en la matriz-cemento de minerales arcilloso-micáceos.

En cuanto a la microtectónica, ambas muestras presentan - una intensa fracturación, con las fracturas rellenas por cuarzo y óxidos de Fe; éstos últimos suelen ocupar las fracturas más estrechas. Ambas muestras están afectadas por pizarrosidad, observándose en la N3-66 un bandeo de esquistosidad en alternancia, diferenciado por el tamaño de grano, y en la N3-64 existe un microplegamiento levemente esbozado.

En lo que respecta a los procesos, destacan en ambas:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: micro-criptocristalino y en cristales bien diferenciados, algunos incluso subidiomorfos-idiomorfos y como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcilloso-micáceos, micas blancas, feldespatos y piritas.

- El recrecimiento sintaxial de cuarzo, a veces a partir de clastos de cuarzo que conservan el carácter detrítico, dando lugar a cristales de contornos irregulares.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo-microcristalino.

- La compactación.

- La cementación con cuarzo microcristalino y en continuidad óptica.

- La recristalización.

- La silicificación.

Otros procesos específicos son:

- La neoformación de nódulos de cuarzo (N3-64).

- La alteración de feldespatos a minerales arcillosos y micáceos (N3-66).

- El crecimiento interpenetrado de cristales de cuarzo y micas blancas (N3-64).

7.3.2.2.2.- ARGILITAS

Son las muestras N3-26 (F. Pizarras de Huérmeda) y N3-31 (F. Arenisca de Daroca) de la Columna III, N3-33 y N3-32 (F. Piza-

rras de Murero) de la Columna IV, N3-46 (F. Pizarras del Jalón) de la Columna V, N1-33, N-6 y N-3 (Serie Ibérica) de la Columna VI y N1-14 (F. Castillejo) de la Columna VIII.

Atendiendo a la composición mineralógica, se caracterizan por un elevado contenido en minerales arcillosos y micáceos que oscila entre el 24 y el 62%, y un porcentaje de micas blancas que se sitúa entre el 0,5 y 3%, acompañado de un contenido en cuarzo variable comprendido entre el 20 y 60%. Todas ellas presentan feldespatos, que aunque en algunas muestras son escasos, en otras, como es el caso de N3-32 y N1-14, llegan a alcanzar, respectivamente, el 6 y 8%. La muestra N3-46 contiene cloritas. Existen piritas en las muestras N3-32, N3-46, N1-33 y N-6, en escasos porcentajes (del 0,5 al 1%). Hay calcedonia en las muestras N3-43 y N3-32 y en esta última también hay ópalo. Los minerales accesorios comunes a todas ellas son: opacos, circón, turmalina, apatito y rutilo, normalmente escasos, con porcentajes comprendidos entre 1 y 3% (únicamente en la muestra N-6 son muy abundantes, 10%). Hay materia orgánica transformada (querógeno), en pequeñas cantidades en la muestra N1-14 (0,5%), y muy abundante en la muestra N-3 (20%), dándole un carácter carbonoso. Todas presentan óxidos de Fe en porcentajes comprendidos entre el 3 y el 8%, aunque en las muestras N3-26 y N-6 son muy abundantes (14 y 15% respectivamente), confiriéndoles un carácter ferruginoso.

El tamaño promedio de los cristales varía entre 3 y 12 micras excepto en la muestra N1-7 que presenta mayor tamaño cristalino (predominando el de 30 micras). En la mayoría de las muestras los cristales de cuarzo están recrecidos (N3-31, N3-33, N3-32, N3-46 y N1-14) y son mayoritariamente alotriomorfos, aunque también hay cristales subangulosos-subredondeados, y en la muestra N3-26 hay cristales de

cuarzo subidiomorfos-idiomorfos. En todas ellas hay cuarzo microcristalino. En la matriz-cemento lutítica, los contactos son largos, mientras que los cristales de mayor tamaño flotan en ella.

En cuanto a la microtectónica, el carácter generalizado es la existencia de fracturación con diferente grado de intensidad y desarrollo, siendo intensa en las muestras N3-26, N3-33, N3-32 y N-6, y escasa en las muestras N3-31, N1-33 y N1-14. Las fracturas aparecen normalmente rellenas por cuarzo y por óxidos de Fe (que ocupan preferentemente las más estrechas); en las muestras N3-31, N1-33, N-6 y N1-14, las fracturas aparecen exclusivamente rellenas por óxidos de Fe. Todas las muestras están afectadas por pizarrosidad, que aparece intensamente marcada en las muestras N3-33, N3-32, N3-46, N1-33 y N-6. Existen micropliegues en la muestra N-3, y en la N1-14 se observa una leve ondulación. Es frecuente la existencia de bandeo mineralógico (N3-26, N3-33, N-3) y en la N1-14 se aprecia un bandeo ocasionado por cantos blandos orientados; también hay cantos blandos en las muestras N3-32 y N3-46 y en ésta última existen lineaciones de nódulos de cuarzo. En algunas muestras se aprecia la neoformación de micas blancas con crecimientos orientados en zig-zag, sin llegar a constituir un microkinkband, perpendiculares a la dirección de la pizarrosidad y posteriores al desarrollo de la misma.

En lo que respecta a los procesos, destacan en todas ellas:

- La autigénesis mineral de cuarzo (microcristalino, en cristales, algunos subidiomorfos-idiomorfos y como cemento en continuidad óptica, no muy abundante), de minerales arcilloso-micáceos y micas blancas, además de feldespatos, ópalo, calcedonia, circón, turmalina y piritas.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos con sustitución por cuarzo microcristalino.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial, dando lugar a cristales de contornos irregulares; este proceso no es muy intenso.

- La compactación.

- La cementación con cuarzo microcristalino y en continuidad óptica.

- La recristalización.

- La silicificación

Otros procesos específicos son:

- La alteración de feldspatos a minerales de arcilla (N3-32).

- La alteración de piritas a óxidos de Fe (N3-46 y N-6).

- La cementación con óxidos de Fe, ferruginización (N3-26, N-6).

- La transformación de materia orgánica en querógeno (N1-14), y especialmente en la muestra N-3.

- La neoformación de nódulos de cuarzo orientados en las fracturas (N3-46).

7.3.2.3.- Rocas carbonáticas.

Son las muestras N3-20, N3-22 y N3-23 (F. Dolomía de Ribota) de la Columna III, N3-48, N2-18 (F. Pizarras de Jalón), N3-44, N3-45, N2-34, N2-33 (F. Dolomía de Ribota) y N3-50 (F. Pizarras de Huérmeda) de la Columna V, y N1-8 (F. Calizas de Cistideos) de la Columna VIII.

Dentro de este grupo se diferencian, según la clasificación de MICHARD (1969), los siguientes tipos petrográficos.

- Calizas
- Dolomías

En estas últimas existen términos intermedios que permiten su clasificación como dolomías calcáreas.

7.3.2.3.1.- *CALIZAS*

Son las muestras N3-20, N3-22 y N1-8.

Se caracterizan por presentar una textura de depósito. Atendiendo a la composición mineralógica, el componente ortoquímico mayoritario es la calcita en elevados porcentajes (80-98%), siendo ésta exclusiva en las muestras N3-20 y N1-8, mientras que en la muestra N3-

22 hay además dolomita en escaso porcentaje. Otros componentes mineralógicos autigénicos, son: el cuarzo, presente en las muestras N3-20 y N3-22 en porcentajes del 1 y 6% respectivamente, y también en la N1-8 en la que hay algunos cristallitos. Existen escasos minerales arcilloso-micáceos y micas blancas (2%) en la muestra N3-20, preferentemente asociadas a fracturas. Es común la presencia de óxidos de Fe en escasos porcentajes (2-3%), llegando al 10% en la muestra N3-20. Hay algunas piritas en la muestra N3-20 y materia orgánica transformada (2%) en la muestra N1-8.

El tamaño de los cristales es variable, micrítico-microesparítico, predominando el primero en la muestra N1-8. Además, todas presentan cristales esparíticos de carbonatos que rellenan fracturas y en la N1-8 los abundantes fósiles se encuentran esparitizados. Los cristales son alotriomorfos y con contactos suturados.

En cuanto a la microtectónica, todas, con excepción de la muestra N1-8, presentan una intensa fracturación.

Las fracturas aparecen normalmente rellenas por calcita - esparítica y únicamente están rellenas de forma minoritaria por dolomita en la muestra N3-22; las grietas más estrechas aparecen normalmente rellenas por óxidos de Fe. En la muestra N3-22 se observan juntas estilolíticas desarrolladas con anterioridad y posterioridad a una fracturación abierta de relleno carbonatado generada en dos etapas. En la N3-20 se observa un bandeado de óxidos de Fe.

La única muestra que presenta fósiles esparitizados es la N1-8 (biomicrita), siendo éstos muy abundantes (50%) y destacando entre otros: cistideos, briozoos, crinoideos y placas de equinodermos.

En cuanto a los procesos comunes a todas ellas, son:

- La compactación.
- La cementación.
- La recristalización.
- La escasa autigénesis mineral, fundamentalmente de cristales de cuarzo y de minerales arcilloso-micáceos y micas blancas.

Otros procesos específicos son:

- La escasa dolomitización (N3-22)
- La disolución por presión (N3-22).

7.3.2.3.2.- *DOLOMITAS*

Son las muestras N3-48, N2-18, N3-44, N3-45, N2-34, N2-33, N3-23, y N3-50, éstas dos últimas son dolomías calcáreas.

Todas ellas se caracterizan por presentar una textura de recristalización, existiendo además una textura de depósito en la - N3-23.

Atendiendo a la composición mineralógica, el componente - ortoquímico dominante es la dolomita, mayoritariamente dolomita ferrosa, existiendo además calcita, fundamentalmente como relleno de grietas.

tas y fracturas, aunque en las muestras N3-50 y N3-23 hay también calcita como componente ortoquímico, más abundante en la última. El porcentaje de carbonatos es muy elevado, constituyendo alrededor del 82% al 97% del total; únicamente en dos muestras existen otros componentes mineralógicos en porcentajes importantes. Estas muestras son la N2-34 y N3-50 en las que abunda el cuarzo autigénico (10 y 8% respectivamente) y los óxidos de Fe (5 y 8% respectivamente).

Carácter generalizado es la presencia de minerales autigénicos de cuarzo en escasos porcentajes (0,2 al 4%) y de minerales arcilloso-micáceos y micas blancas, también en muy escasos porcentajes (del 0,1 al 3%). Hay materia orgánica transformada en la muestra (N2-18) y piritas en las muestras N2-18 y N3-44 (en esta última el porcentaje es del 2%). Es generalizada la existencia de óxidos de Fe, en porcentajes comprendidos entre el 0,15 y el 4%.

El tamaño de los cristales es variable, siendo predominantemente microesparítico, aunque también lo hay esparítico y en menor medida y localmente micrítico. El tamaño de los cristales de carbonato que rellenan fracturas es esparítico. Los cristales son en su mayoría alotriomorfos, aunque también se observan cristales subidiomorfos-idiomorfos. Los contactos son suturados y localmente también se disponen en mosaico cristalino.

En cuanto a la microtectónica, todas ellas presentan una intensa fracturación. Las fracturas aparecen normalmente rellenas por carbonatos (dolomita ferrosa, dolomita y calcita); algunas están rellenas por pequeños cristales de cuarzo (N3-44), y también es frecuente el relleno de estrechas fracturas y grietas por óxidos de Fe, a -

los que se suelen asociar minerales arcilloso-micáceos. Existen juntas estilolíticas en las muestras N2-18, N3-45 y N2-33. Se observa - orientación mineralógica de cristales de dolomita en la muestra N2-18 y un bandeo de óxidos de Fe y fantasmas de ooides ferruginosos en la N2-34. Además existen "bandeados" de cristales autigénicos de cuarzo en las muestras N2-34 y N3-48, y se aprecia un micropliegue en la N2-33.

En cuanto a los procesos comunes a todas las muestras, destacan:

- La dolomitización.
- La recristalización.
- La compactación.
- La cementación.
- La autigénesis mineral, normalmente escasa, de cuarzo en pequeños cristallitos alotriomorfos, en ocasiones amigdalares, además de minerales arcillosos y micáceos, micas blancas, y piritas.

- La disolución por presión es bastante generalizada y está evidenciada por la existencia de estilolitos en las muestras N2-18, N3-45 y N2-33.

Otros procesos específicos son:

- La autigénesis mineral, especialmente intensa para el cuarzo en las muestras N3-50 y N2-34; en ésta última la neoformación de cuarzo con variedad de formas cristalinas (microcristalino, alotriomorfo, idiomorfo) se produce en bandas orientadas.

- La ferruginización escasa en las muestras N2-34 y N3-50.

7.4.- IDENTIFICACION Y DESCRIPCION DE PROCESOS PETROGENÉTICOS.

Puede decirse que las actuales rocas del área de estudio son resultado de procesos postsedimentarios, ya que aunque se conservan algunos rasgos propios del depósito, las modificaciones diagenéticas han sido tan intensas que en la mayoría de las muestras es difícil e incluso imposible identificar características sedimentarias.

Está claro que la constitución inicial del depósito, su composición química y mineralógica, el tamaño de grano, etc., son factores fundamentales en la posterior evolución, pero las variantes condiciones de presión y temperatura, cambios en el quimismo de soluciones percolantes, modificaciones de los factores físico-químicos, etc, han conducido a una profunda modificación de los sedimentos. Es frecuente que aparezcan fantasmas, relictos, vestigios de estructuras sedimentarias, etc., que sólo un detenido examen puede llegar a identificar, pues se encuentran profundamente modificadas cuando no están obliteradas por completo.

Las modificaciones observadas pueden afectar tanto al conjunto de la roca como a partes de ella, a uno o varios de sus componentes mineralógicos, e incluso estar representadas en un solo cristal. Atendiendo la escala en que puede ser observado el proceso, diferenciamos entre los macroscópicos y los microscópicos, aunque hay que tener en cuenta que la incidencia masiva de éstos últimos llega normalmente a implicar cambios observables a escala macroscópica.

PROCESOS DIAGENÉTICOS

TIPOS PETROGRÁFICOS	ROCAS DETRÍTICAS										ROCAS CARBONÁTICAS			
	Cuarzitas s.s.	Cuarzitas feldespáticas	Ortoquarcitas	Areniscas	Greuvicas	Limolitas s.s.	Limolitas feldespáticas	Limolitas ferruginosas	Limolitas arenosas	Argilitas	Calizas	Dolomías	Dolomías calcáreas	
DIAGENÉTICOS														
Antigénesis de cuarzo	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Recrecimiento idaxial de cuarzo	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Autigénesis arcillas → cuarzo	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Cementación con cuarzo	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Cementación con óxidos de hierro	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Compaction	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Reestabilización	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Silicificación	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Neformación de nódulos de cuarzo	N3-58, N-11					N3-62			N3-64, N3-66					
Carbonatación	N-12, N-11					N3-43								
Sustitución de cuarzo por carbonatos	N-11, N-12													
Sustitución de feldespato por carbonato	N-11													
Sustitución de cuarzo por óxidos de hierro	N-11													
Sustitución de cuarzo por calcón	N-17													
Sustitución de cuarzo por pirritas	X	X												
Alteración de feldespato a arcillas	X	X												
Alteración de pirritas a óxidos de hierro (recimiento de cuarzo epitaxial)	N-17													
Dilatación por presión														
Creamiento interpenetrado micas-cuarzo														
Querógeno														
Dolomitización														

CUADRO 2.- Resumen de procesos diagenéticos observados en las rocas estudiadas. El símbolo x indica que el proceso es generalizado en la litología correspondiente; con el número de muestra se señala que el proceso es restringido, haciendo referencia a la muestra en la cual aparece como más representativo.

En el cuadro 2 se recogen sintéticamente los procesos diag genéticos observados en rocas detríticas y carbonáticas.

7.4.1.- PROCESOS DIAGENETICOS EN ROCAS DETRITICAS

7.4.1.1.- Procesos macroscópicos.

Cualquier cambio postsedimentario tiende hacia la litificación de la roca, pero indudablemente los procesos conocidos como compactación y cementación, de trascendencia macroscópica, son los que proporcionan mayoritariamente el aspecto final.

Los efectos de la compactación son manifiestos en todas las litologías estudiadas, en las que no se reconoce la existencia de porosidad primaria. Las elevadas presiones y el largo tiempo en que han actuado, han inducido efectos físicos y fisicoquímicos que se traducen en un empaquetamiento denso en cuya formación han actuado fundamentalmente tanto la reorientación de los granos como los efectos de disolución por presión. La existencia de contactos suturados y especialmente los de tipo concávo-convexo o estilolíticos nos señalan la importancia de éste último fenómeno.

Los efectos de la compactación por presión son también la causa de los frecuentes estilolitos, que presentan trazas diversamente orientadas, lo que es indicio de que los efectos tensionales compresivos que han soportado los sedimentos pueden ser debidos tanto a la presión litostática originada por la acumulación de sedimentos - (trazas paralelas a la estratificación), como debidos a esfuerzos tectónicos dirigidos (trazas oblicuas e incluso perpendiculares a la estratificación).

Sin embargo, aunque indudablemente la compactación ha sido un factor decisivo en la desaparición de la porosidad primaria, - puede comprobarse que este fenómeno es, en mayor proporción, debido a la precipitación de cementos. En efecto, la gran trabazón de granos que proporciona el elevado grado de cohesión que presentan las rocas del área es debido a la extensa precipitación de cementos, de los que se han identificado mayoritariamente tres tipos: sílice, en todas las rocas detríticas; carbonatos, en algunas samitas y en todas las rocas carbonáticas; óxidos de hierro en algunas samitas y pelitas.

Como ya hemos indicado en el apartado 7.3.1., la interposición de arcillas actuando como ligante en una porción importante de las rocas samíticas es notoria, y en la observación de las láminas delgadas se ha comprobado que en el momento actual no cabe considerar a estas arcillas como matriz, dado que todas, en mayor o menor grado, han sufrido transformaciones cuando no son de neoformación; y de acuerdo con la idea de lo que debe ser considerado como cemento, estas arcillas lo son. Sin embargo, como tradicionalmente se considera que las arcillas constituyen la fracción matriz (con todas las ma

tizaciones que pudieran hacerse), nosotros no trataremos a esta importante fracción mineralógica como si fuera cemento. Su estudio mineralógico quedará reflejado en el apartado 8 de forma específica.

La cementación por sílice es la más generalizada en las rocas samíticas, pudiéndose reconocer en prácticamente todas las muestras de esta catalogación. Existe en forma de ópalo, calcedonia y cuarzo, lo que indica, dada la existencia del primero, que la evolución de la roca hacia términos progresivamente más cementados ha sido continúa y aunque probablemente comenzara tempranamente, se ha prolongado hasta tiempos recientes e incluso permanece activo en la actualidad.

El cuarzo, que es la forma más abundante, aparece en muy diversas formas, desde agregados cripto o microcristalinos a mosaicos cristalinos que, en ocasiones, corresponden a la asociación de cuarzos primitivos que han sido recrecidos sintaxialmente. Este recrecimiento sintaxial es tan abundante y perfecto que en muchas ocasiones es imposible identificar la naturaleza de los primitivos clasos, proporcionando un aspecto de mosaico cristalino con contactos largos y/o suturados.

La abundancia existente de sílice cementante obliga a pensar en cual es su origen y cual ha sido la forma de transporte. En muchos casos el origen de la sílice de los cementos es una cuestión de difícil solución, pero en nuestro caso no existe este problema, en cuanto que se han observado procesos distintos y frecuentes que indudablemente son más que suficientes para proporcionar toda la sílice presente en los cementos. Las principales fuentes de sílice, con los procesos de liberación observados, son:

- a) Liberación de sílice por procesos de disolución por presión, que como hemos señalado es muy importante.
- b) Sílice liberada en los procesos de reorganización de los minerales de la arcilla, habiéndose observado la íntima relación - existente entre el cuarzo y las arcillas, especialmente comprobada en la evolución de los fragmentos de roca.
- c) Alteración mineral, pudiéndose destacar la de feldespatos, cuya transformación y sustitución por sílice y minerales de la arcilla se ha observado reiteradamente.
- d) Aportes exógenos a la roca cementada, en los que cabe incluir tanto la sílice que ha podido ser expulsada por la compactación desde los estratos inferiores, como la que podría tener un origen absolutamente extraño al sistema sedimentario.

En relación con el posible aporte alógeno de sílice (y de otros elementos entre los que habría que destacar el potasio), existen múltiples argumentos que parecen indicar que, efectivamente, han habido importantes aportes de origen ajeno a las rocas sedimentarias. La presencia de grandes filones de cuarzo mantenidos durante cientos de metros y localizados en fallas a rumbo de los estratos, las frecuentes mineralizaciones y anomalías de características filonianas - (de barita, hierro, minerales radioactivos) que se encuentran en el entorno inmediato de la zona en estudio, la feldespatización de algunas cuarcitas, etc, unido a especulaciones de tipo paleogeográfico (situación y tipo de roca del área fuente), sugieren un aporte mediante procesos hidrotermales (así es indicado por OSACAR y BESTEIRO (1984) para explicar la génesis de yacimientos de barita, aunque

también hacen referencia a contaminaciones a partir de sedimentos) o neumatolíticos como reflejo externo de posibles cambios en zonas endógenas. Sin embargo, el estudio de este aspecto no ha sido contemplado en este trabajo y por tanto no nos encontramos en disposición de poder identificar la sílice con distintos orígenes, limitándonos a indicar esta posibilidad como muy probable.

En cuanto a la forma de transporte, y salvo la posible - circulación por fracturas abiertas que correspondería exclusivamente a las etapas más recientes, dos son las formas posibles: infiltración y difusión. La infiltración afectaría tanto a la sílice que hemos denominado exógena (sea cual fuere su origen), como a la liberada en el propio estrato, y su movilización se debería a la percolación de aguas expulsadas por compactación. La difusión debe de haber sido la forma de transporte más generalizada, y ésto sobretodo teniendo en cuenta que la disminución del volumen de poros y de su intercomunicación ha sido progresiva hasta el punto de que a partir de un momento determinado la importancia de la infiltración sería escasa o nula, quedando restringida ésta a las vías de circulación generadas por la fracturación.

Debemos pensar por tanto que la difusión ha sido el motor fundamental de la cementación, y está claro que ha sido de gran efectividad hasta tiempos recientes, o incluso puede ser activa en la actualidad tal como demuestra el hecho del desequilibrio (con liberación de sílice que necesariamente debe emigrar) de muchos minerales en fase de alteración y transformación.

El depósito de la sílice en forma de cemento se produce, tal como hemos indicado y dejando aparte los fenómenos de sustitución y de autigénesis que comentaremos mas adelante, tanto rellenanu

do posibles poros como recreciendo sintaxialmente los granos. Normalmente se acepta que para que exista un recrecimiento sintaxial se precisa una menor energía del medio y menores concentraciones en las soluciones que las que son necesarias para la neoformación de cristales que constituye en realidad el relleno de poros, pero en nuestro caso es difícil aventurar hipótesis sobre las condiciones reinantes para que se haya producido uno u otro. Los dos procesos parecen haberse desarrollado de forma continuada y coincidente, sin que, salvo en situaciones puntuales, que en grandes rasgos son de carácter aleatorio, se pueda identificar cual se produjo antes y cual después.

La cementación por carbonatos en las rocas samíticas es minoritaria (salvo en la muestra N-12 donde se alcanza hasta el 28%), tratándose en todos los casos de aportes extraños resultantes de la expulsión de fluidos saturantes. Cabe suponer que la fuente de estos carbonatos se corresponde con las formaciones carbonáticas intercaladas entre las detríticas como son las Dolomías de Ribota y la Formación Calizas de Cistideos. Es frecuente el relleno carbonático de grietas y fracturas con origen análogo al anterior, pero con una época de formación mucho más reciente, después de la ocurrencia de la última fase tectónica distensiva.

Es habitual la existencia de óxidos de hierro que aunque normalmente están en escaso porcentaje, alcanzan ocasionalmente hasta el 40% y llegan a trabar granos con lo que hay que integrarlos dentro de los cementos. Generalmente rellenan grietas y es fácil observar la difusión que se ha producido desde estas fracturas hacia la masa de la roca. El origen de este hierro hay que situarlo tanto en la misma roca (por oxidación de pirritas, liberación por alteración de

ferromagnesianos, reordenación de arcillas, etc), como por posibles aportes exógenos.

En relación a la distribución de los óxidos de hierro hay que anotar que se observa la existencia de una movilización reciente-actual, remarcada por coloraciones rojas difusas y en la existencia de materiales coloformes en algunas fracturas.

7.4.1.2.- Procesos microscópicos.

Además de la compactación y cementación que son representativas de procesos diagenéticos observables a escala macroscópica, son constantes los rasgos de aspecto microscópico en la región, que ha llegado plenamente a alcanzar y aún sobrepasar la denominada por DAPPLES (1962) etapa filomórfica. Los más representativos de estos fenómenos de escala microscópica son los que hacen referencia a aspectos distintos de formación de cristales, a los que hay que añadir los ya señalados recrecimientos syntaxiales.

AUTIGENESIS MINERAL.

La formación de cristales autigénicos es omnipresente, -generándose neocristales de tan gran número de especies mineralógicas que se puede afirmar que en una u otra muestra y en algún momento de la evolución geológica, se ha neoforado cualquier especie de las que en el momento actual se encuentran como constituyentes mineralógicos mayores, menores o accesorios.

Teniendo en cuenta las supuestas características iniciales de las rocas, hay que esperar, y así sucede, que la autigénesis preponderante corresponda al cuarzo, minerales de la arcilla y como último grado evolutivo de éstas últimas, las micas.

Ya hemos indicado al hablar de la cementación, que la sílice, en sus formas ópalo, calcedonia y/o cuarzo son omnipresentes, tanto relleno de poros como en forma de recrecimientos sintaxiales; pero además, es normal la neoformación de cuarzo (muy frecuentemente con morfologías idiomorfas o subidiomorfas) como cristales aislados perfectamente definidos, que han crecido desplazando elementos figurativos sinsedimentarios (otros granos de cuarzo, de feldespatos y especialmente arcillas), o bien han sustituido a elementos preexistentes. Está claro que estas formas son autigénicas, pero igualmente lo son las formas alotriomorfas, de contornos angulosos e incluso subredondeados o redondeados (que como explicaremos mas adelante constituyen un fenómeno particular y característico en algunas de las muestras) que se presentan sustituyendo o entrecrecidas e interpenetradas con arcillas, feldespatos, carbonatos, micas, etc.

La gran capacidad de adaptación de los minerales arcillosos a las cambiantes condiciones del medio, permite asegurar que es prácticamente imposible que permanezcan en la actualidad minerales de la arcilla que mantengan las mismas características que tuvieron en el momento del depósito. Y esto, aún cuando en muchas ocasiones y teniendo en cuenta la metodología utilizada en el estudio, sea difícil decidir sobre el origen heredado o autigénico de una parte importante del conjunto arcilloso. Tal como señalan algunos autores, entendemos que debería reservarse la denominación "arcillas alóctonas" pa

ra la parte que pudiera ser reconocida como heredada y que, aunque sometida a profundas transformaciones, no pudiera ser considerada como neoformada al conservar características o vestigios que las relacionen con un origen sedimentario. Reservamos por tanto la consideración de minerales de la arcilla autigénicos para aquellos que se presentan como sustitución de otros minerales, como feldespatos o diversos ferromagnesianos, los que se han generado por alteración de fragmentos de roca, y los que encontrándose íntimamente relacionados con otras formas mineralógicas, fundamentalmente cuarzo y feldespatos, muestran evidentes características de neoformación.

La abundancia de estos ejemplos de netos caracteres autigénicos, unido a la porción que aún siendo autigénica puede quedar incluida en la denominada fracción alóctona, hace suponer que los cambios filomórficos han tenido un enorme desarrollo en estas rocas.

Como carácter adicional hay que señalar que es fundamental la influencia de los esfuerzos tectónicos sobre la orientación de las arcillas (y de las micas, y en general de toda la fracción autigénica) y cabe suponer que, de cualquier forma, la existencia de presiones dirigidas ha constituido uno de los más importantes factores de la desaparición, neoformación, orientación y reorientación de todos los componentes.

Como último grado de la etapa filomórfica y fin de la evolución de muchos de los minerales de las arcillas se encuentra la neoformación de micas, de la que existen ejemplos de todo tipo. Las micas blancas autigénicas con formas aciculares y prismáticas, a veces de grandes tamaños, están presentes en prácticamente todas las muestras,

pudiéndose identificar distintas etapas y momentos de crecimiento en función de su interrelación con los granos autigénicos con los que se encuentran en contacto y con los efectos de presiones dirigidas que dan lugar, en ocasiones, a profundas modificaciones.

Además de las micas blancas se han identificado abundantes cloritas neoformadas, así como biotitas en formas aciculares y prismáticas.

La autigénesis de feldespatos queda patente tanto por las formas idiomorfas o subidiomorfas de muchos de ellos como por las relaciones de contacto con cristales adyacentes, no siendo raros los que presentan formas esqueléticas y los que se presentan recrecidos. Se trata fundamentalmente de ortosa y microclina, pero no es rara la existencia de plagioclasas, fundamentalmente albita.

Hay que señalar que la autigénesis de feldespatos sólo es plenamente demostrable en una fracción del total de los presentes, sin que en un gran número de casos se pueda decidir si efectivamente los cristales existentes corresponden a clastos heredados o son autigénicos, más todavía cuando, como es normal, existe una alteración más o menos profunda que se ha observado puede afectar incluso a granos perfectamente idiomorfos. Esta alteración indica que puede haber etapas alternantes en los que las condiciones ambientales son favorecedoras de la génesis de feldespatos, en tanto que otra posterior conduce a su destrucción. Por nuestra parte consideramos, aunque carecemos de pruebas materiales, que la mayoría de los feldespatos presentes son autigénicos, procediendo los cationes que

los forman de una fuente ajena al sistema sedimentario, tal como se indicó al comentar el origen de la sílice.

Una elevada proporción de los componentes menores y accesorios son autigénicos, contándose entre ellos muy distintas formas mineralógicas. Las piritas son muy abundantes en algunas muestras, - en especial en las rocas de grano fino, y se observa que corresponden a distintas épocas de formación; por otro lado, una gran parte de ellas están alteradas a óxidos de hierro, correspondiéndose probablemente con el retorno a condiciones de ambiente oxidante en la epidiagénesis o emersión.

La turmalina, circón, rutilo y apatito son frecuentes especies mineralógicas neoformadas como lo pone de manifiesto, más que el carácter subidiomorfo de muchas de ellas, las relaciones con los granos del entorno, los frecuentes recrecimientos e incluso la existencia de ejemplares esqueléticos.

Los fosfatos (que en algunas muestras son abundantes) presentan normalmente hábitos prismáticos generalmente de pequeño tamaño y es muy frecuente su existencia como inclusiones en cristales de cuarzo que son también de neoformación.

Los crecimientos epitaxiales son frecuentes, siendo remarcables algunos de cuarzo sobre piritas o sobre micas blancas.

NEOFORMACION DE NODULOS DE CUARZO

Uno de los aspectos más interesantes que hemos observado es el de la neoformación de cuarzos en asociaciones de mosaicos cristalinos que adoptan para el conjunto un aspecto de nódulos subsféricos o elipsoidales. La formación de estos nódulos es resultado de un complejo proceso que según hemos observado, termina conduciendo a un grano monomineral esférico o subsférico, siendo en ocasiones prácticamente imposible de diferenciar (salvo por el tamaño anómalo o por las relaciones de bordes de grano) con los que serían granos detríticos o los neoformados de su entorno.

El desarrollo de los mosaicos cristalinos que constituyen nódulos es muy variable y se pueden observar tanto a escala mesoscópica como microscópica. En el campo, en la mayoría de las rocas detríticas, tanto en las de grano fino (lutitas y limolitas) como en grauwacas y cuarcitas del Precámbrico y Cámbrico (inferior, medio y superior) y Ordovícico inferior se observan lineaciones subparalelas de longitud que alcanza centímetros e incluso decímetros, constituidas por "granos" de cuarzo de tamaños muy heterogéneos (desde centimétricos a milimétricos), con un espaciado irregular. Con frecuencia se observa una cierta correlación con fracturas, y siempre la dirección de estas lineaciones es coincidente con la orientación de la esquistosidad, aunque ésta pueda no ser aparente en la roca que las alberga. Igualmente hemos observado que las lineaciones son más abundantes en las litologías en las que se alojan preferentemente pequeños filones de cuarzo y en las proximidades de las fracturas. También a escala mesoscópica puede observarse que, aparentemente, los bordes de los "granos" son netos, que es normal la existencia de formas ais

ladas, a veces de tamaño considerable, y que en la mayoría de las - ocasiones éste no guarda relación con la granulometría de la roca - en la que se alojan, constituyendo su presencia una notable anomalía en cuanto a las condiciones hidrodinámicas y sedimentológicas del medio en que presumiblemente se formó la roca.

La observación microscópica nos ha mostrado que estos granos corresponden a la neoformación de cristales de cuarzo que adoptan finalmente formas nodulares, en algunas de las cuales puede comprobarse toda la gama evolutiva de envejecimiento de la sílice, desde las formas opalinas hasta el cuarzo. El desarrollo del proceso - puede verse con detalle en las fotomicrografías 3 a 14.

El proceso puede comenzar de muy diversas formas, pero generalmente el germen inicial es la génesis de un cemento en los espacios intergranulares, el recrecimiento sintaxial de clastos de cuarzo o la neoformación de cuarzo por evolución y transformación de los minerales de las arcillas y feldespatos.

El resultado de esta primera etapa es la formación de un "aglomerado" de muy distintas formas de cuarzo, en el que están representados, a modo de mosaico, ópalo (generalmente en escasas proporciones), diversas formas de calcedonia, cuarzo microcristalino y cuarzos bien formados, en ocasiones idiomorfos o subidiomorfos, pudiendo también quedar incluidos en el conjunto neoformado algunos cantos heredados.

La etapa siguiente es el envejecimiento de las formas jóvenes de la sílice (ópalo y calcedonia) hacia conjuntos microcrista-

linos y el crecimiento de los cristales, hasta constituir un mosaico muy heterométrico. A la vez que se produce este proceso en la zona que podríamos llamar "núcleo" del nódulo, en la zona externa continúa la que se ha señalado como primera etapa, observándose que en ocasiones el crecimiento adopta una cierta semejanza con la formación de "envueltas" análogas a las de oosferas, aunque sean imperfectas, y que están remarcadas por la existencia de zonas menos evolucionadas (calcedonia y cuarzo microcristalino) o la interposición de minerales de la arcilla que quedan como relictos del material original.

La tercera fase es la reordenación de los cristales del mosaico y su constitución como monocristal. Es evidente que el proceso en sí es imposible de observar, pero si que hemos podido comprobar la existencia de características que permiten asegurarlo. Así, se aprecian "fantasmas" de bordes de granos que se han soldado dando monocristales que se localizan en el centro o el borde del nódulo y que pueden presentarse en un solo punto de éste o en varios; en este último caso hemos comprobado asimismo que la orientación que los monocristales formados tienden a adoptar, en muchos casos, es una orientación semejante a pesar de estar separados por la interposición de matriz arcillosa o cuarzo criptocristalino.

La constitución de nódulos estrictamente monocristalinos tampoco ha sido observada como tal proceso, pero cabe suponer que, llevada la etapa anterior a su último extremo, se alcanzará la constitución de un monocristal o un grano formado por escasos cristales en un mosaico macro, aspectos éstos que si que hemos comprobado. En estos casos puede verse que los bordes de los granos del nódulo son netos, presentando como máximo pequeños bordes de reacción con el -

material constituyente de la roca de caja; frecuentemente, y en especial si ésta es una pelita, se observa el "avance" de los bordes del nódulo englobando los pequeños cristales de cuarzo generados en la evolución de los minerales de las arcillas, la cual parece ser ajena al proceso de nodulización.

El aspecto que presentan los nódulos que han alcanzado las últimas etapas del proceso de formación es análogo al de cantos detríticos redondeados, de los que sólomente un detallado estudio, tanto del propio canto como de las relaciones que mantiene con el entorno, permite diferenciarlos.

Las hipótesis enunciadas para el desarrollo de nódulos según las etapas citadas ha sido deducida exclusivamente a partir de la observación microscópica en láminas delgadas, por lo que probablemente para su confirmación sería preciso realizar otro tipo de estudios que en la actualidad se están ensayando.

Sin embargo, la reiterada observación del proceso y el comprobado escalonamiento de las etapas, permite ya en la actualidad presentarlo como el mecanismo más probable de formación de "granos" cuya presencia, tal como se ha señalado al principio, supone una anomalía de difícil explicación atendiendo a criterios estrictamente sedimentológicos.

Hay que señalar que la neoformación de mosaicos microcristalinos y la posterior evolución hacia otros de mayor tamaño de grano (en los que pueden quedar incluidos cristales ya formados anteriormente o cantos de indudable origen detrítico, recrecidos sintaxial-

mente o no) y finalmente monocristales, no es privativo de las formas nodulares, sino que es frecuente encontrarlo también como agregados con el contorno del conjunto absolutamente irregular, y en granos alotriomorfos en los que todavía pueden identificarse los "fantasmas" de los bordes de grano precursores.

Las causas de la adopción de formas nodulares de los conjuntos de cuarzo neoformados no son conocidas, pero probablemente se encuentran íntimamente ligadas a los esfuerzos dirigidos de origen tectónico y a la formación de esquistosidades. En relación con estas últimas, ya hemos señalado que la observación macroscópica muestra que las direcciones de las alineaciones de nódulos y la esquistosidad son acordes, e igualmente se ha comprobado que las líneas de foliación más marcadas sirven frecuentemente de separación a distintos "niveles" de lineaciones.

También hemos comprobado que no es raro el encontrar a veces boudinage en los rellenos de fracturas por cuarzo, que en el caso de inducir a la separación de conjuntos por adelgazamiento adoptan asimismo aspectos nodulares al ser observados en lámina delgada.

RECRISTALIZACION Y SILICIFICACION

Dos de los fenómenos diagenéticos más ampliamente extendidos y que afectan a todas las rocas sin excepción es la recristalización, entendiendo por tal el aumento de tamaño de cristales por anastomosamiento y reordenación de otros de menor tamaño, y la silificación. Ejemplos representativos de estos dos procesos se han -

expuesto ampliamente en los apartados anteriores, por lo que no será preciso extenderse más en su explicación.

ALTERACION DIAGENETICA

Todos los fenómenos diagenéticos observados y ya reseñados implican una profunda modificación de la composición y constitución del material original que puede ser considerada de forma genérica, - como "proceso de alteración diagenética", en la que se encuentran involucrados absolutamente todos los componentes iniciales de la roca, aunque con diferentes grados.

Dada la gran facilidad que tienen los filosilicatos para adaptarse a condiciones cambiantes del medio, la matriz arcillosa ha sufrido una intensa transformación que se traduce tanto en procesos de agradación como en la neoformación, sustitución o transformación s.l.

La agradación queda puesta de manifiesto por la elevada cristalinidad de las formas presentes, tal como se explicará más adelante. La neoformación, sustitución y transformación, ha sido señalada tanto por los difractogramas de rayos X como por la observación microscópica.

La íntima asociación existente entre cuarzos y micas neoformadas con formas mineralógicas arcillosas son índice de la estrecha interrelación de los procesos formativos de todos los constituyentes y de la complejidad de los mismos. La reorganización de los

minerales arcillosos es causa, en algunas ocasiones, de la liberación de sílice que frecuentemente se presenta como microcristales entre masas arcillosas a las que disturba en su orientación o bien se neoforman micas; en otras, son los minerales arcillosos los neoformados a partir de la alteración de minerales preexistentes (heredados o neoformados previamente) como es el caso de sustitución de feldespatos.

En todos estos procesos de alteración, neoformación, recristalización, agradación, recrecimiento, etc, es necesario un sistema de aporte-emigración de iones, que en nuestro caso, dada la lentitud y escasa eficacia de la difusión en masa, hay que achacar a la difusión por borde de grano y sobretodo y fundamentalmente a la que se produce por los fluidos intergranulares. Este proceso sería el fundamental en la última etapa, al desaparecer por compactación y cementación los poros iniciales haciendo imposible la circulación de fluidos. Sería pues la difusión intergranular el motor principal de los procesos de disolución ya desde el momento en que se produjeron las primeras disoluciones por presión y se habrían prolongado hasta la actualidad, aunque local y ocasionalmente pudiera haber procesos de infiltración en fracturas y diaclasas y en la etapa epidiagenética.

La alteración mineralógica, que ha afectado indiscriminadamente tanto a los minerales heredados como a los neoformados, es particularmente remarcable en los más lábiles ante el cambio de condiciones ambientales, como es el caso de los feldespatos y de las piritas. Estas últimas se oxidan dejando un residuo de óxidos de hierro que constituyen concreciones, en tanto que el ión sulfuro emigra hacia las zonas externas; al alcanzar la superficie se reoxida constituyendo el ión $SO_4^{=}$, que da lugar a la formación de eflorescencias

características (especialmente en la Formación Capas de Embid, donde casi constituyen un carácter guía). Para los feldespatos, que según nuestro parecer son en su mayor parte de neoformación, hay que considerar por tanto que ha habido dos etapas distintas en cuanto a condiciones de equilibrio: una primera que favorece la neoformación y otra segunda en la que se tornan inestables y se produce la alteración.

Como resultado de las distintas etapas de equilibrio-desequilibrío los procesos de entrecrecimiento conjunto de formas mineralógicas distintas, las sucesivas etapas de alteración y neoformación, y los procesos de sustitución mineralógica, son prácticamente constaⁿtes en todas las muestras. Se han reconocido sustituciones de cuarzo por carbonatos, piritas, circón y óxidos de hierro; de feldespatos y plagioclasas por minerales de la arcilla, cuarzo y carbonatos; de minerales de la arcilla por feldespatos, micas y carbonatos; de carbonatos por cuarzo.

7.4.2.- PROCESOS DIAGENETICOS EN ROCAS CARBONATICAS.

Hay que hacer mención aparte de algunos procesos diageneticos que se han producido en las rocas carbonáticas, por su especificidad en relación con los que son comunes a las detríticas.

Una clasificación de estos procesos diagenéticos en las rocas carbonáticas puede hacerse atendiendo al posible origen de los iones involucrados, de tal forma que los clasificaremos en isoquímicos y aloquímicos.

Los primeros se considera que son aquellos procesos en los que la composición inicial de la roca no se ve alterada, y aquí se incluye la recristalización, la disolución por presión y, admitiendo que no haya aportes ajenos al sistema, la cementación y la autigénesis mineral. Los aloquímicos, para los que se supone que es necesario un aporte externo de iones, están representados por las transformaciones metasomáticas como son la dolomitización y la silificación.

En todas las rocas carbonáticas estudiadas se ha producido una intensa cementación, de tal modo que la escasa porosidad apreciable está asociada a fracturas sin cementar o escasamente rellenas. Se observa que en las muestras en las que se reconoce una textura de depósito, el cemento es calcita con tamaño de grano entre microesparítico y esparítico, en tanto que en las que ésta ha sido prácticamente borrada por la recristalización, el cemento está constituido fundamentalmente por dolomita y dolomita ferrosa microesparítica-esparítica, con cristales limpios en los que se pueden identificar ocasionalmente rasgos indicadores de orientación mineralógica.

Carácter secundario tiene la existencia de óxidos de hierro, que aunque su presencia está generalizada, en general son escasos. Como relleno de grietas y fracturas existe tanto calcita como dolomita y dolomita ferrosa.

La autigénesis mineral está representada, además de por los usuales carbonatos (calcita, dolomita y dolomita ferrosa), por la presencia de cristales de cuarzo de pequeño tamaño, a veces idiomorfos pero más normalmente en formas amigdalares o alotriomorfas (Foto 15). También son frecuentes micas blancas y piritas, siendo probablemente de neoformación (o al menos agradados) una parte importante de los minerales de la arcilla que se encuentran presentes.

El proceso isoquímico más importante en las rocas carbonáticas es el de la recristalización, que se encuentra en todas las muestras y que da lugar a cambios en el tamaño de los cristales, la forma, e incluso proporciona un cierto grado de orientación. Afecta tanto a la fracción estrictamente química como a los posibles aloquímicos sindepósito y a los componentes biogénicos, identificables muchas veces por los fantasmas (Foto 15).

Como es natural, dada la mayor facilidad de los carbonatos para disolverse bajo los efectos de presiones dirigidas, la disolución por presión y las juntas estilolíticas son más abundantes e importantes que en las samitas. En las juntas estilolíticas se observa una acumulación de insolubles tales como óxidos de hierro y minerales arcillosos, micáceos y piritas.

Aún siendo importantes los procesos de tipo isoquímico, son más espectaculares los aloquímicos. La dolomitización, identificada por tinción, está siempre presente salvo en las muestras N3-20 y N1-8, aunque en algún caso como es el de las N3-22 y N3-23 solamente sea parcial. El proceso de metasomatismo, admitiendo que la dolomita existente es toda secundaria, ha sido completo en muchas -

de las rocas calcáreas, de tal modo que la calcita sólo está - representada en ella por el relleno tardío de fracturas y diaclasas.

Como ya hemos indicado, es prácticamente normal la autigénesis de cuarzo, en la mayoría de las ocasiones en tan escasa proporción que permite considerar que la sílice tiene un origen primario sindepósito, habiendo sido aportada en forma de muy pequeños - granos detríticos (tamaño limo o menor), en forma de geles, o que puede provenir de la reorganización de las arcillas. Sin embargo, - existen muestras (p.e. N2-34 y N3-50) en las que el cuarzo autigénico puede llegar a porcentajes entre el 8 y 10% del total de la roca, con lo que hay que admitir que en estos casos podría haber habido aportes alógenos.

Los cristales de cuarzo suelen presentarse dispersos en la masa carbonática, pero hay muestras en las que se aprecia una acumulación preferente en niveles que se mantienen subparalelos, y cuyo origen se puede atribuir tanto a efectos sedimentarios como a cristalización preferente en zonas favorables a la emigración de fluidos cargados en SiO_4H_4 .

El origen de la sílice, dada su escasa cantidad, puede - ser fácilmente achacable a la reorganización de la existente previamente en el estrato calcáreo, o a los indudablemente posibles aportes de las unidades detríticas infrayacentes.

Más difícil es identificar el origen del magnesio necesario para la dolomitización, que podría proceder en una pequeña parte del que formara parte de la calcita o restos orgánicos sindepósito, y en mayor proporción, del que quedara liberado en los procesos de reor

ganización de las arcillas que habrían alcanzado y sobrepasado la - profundidad de compensación magnesio-potasio.

7.5.- INFLUENCIA DE LA TECTONICA EN LAS CARACTERISTICAS PETROLOGICAS.

Además de los grandes rasgos tectónicos que han sido expuestos en el apartado correspondiente, a escala microscópica se puede observar la influencia que los efectos tensionales, tanto compresivos como distensivos, tienen sobre la evolución de las características petrológicas.

Esta influencia puede ponerse de manifiesto en el examen de láminas delgadas, siendo la fracturación el más fácilmente reconocible. Las fracturas son de muy distintos tipos y con orientaciones diversas, apreciándose, mediante un estudio de relación entre las mismas fracturas o con otras características, que se han desarrollado en etapas distintas. Unas son tempranas, anteriores al proceso de

estilolitización, en tanto que otras cortan y desplazan a las trazas estilolíticas; igualmente puede observarse que unos sistemas de fracturas son cortados y desplazados por otros posteriores.

En líneas generales pueden diferenciarse dos sistemas - principales de fracturas: uno que se puede asimilar a las que normalmente son más gruesas y que se ha desarrollado en dos etapas, y otro más fino, que es el más tardío. El primer sistema está normalmente cementado por sílice, en general constituyendo mosaicos cristalinos o microcristalinos de cuarzo, no siendo rara la existencia de ópalo y calcedonia lo que indica, de acuerdo con el proceso de envejecimiento de la sílice, que al menos parte del relleno es reciente en comparación con la edad de la roca. Hay casos en que la reorganización y recristalización de la sílice, que ha afectado al conjunto de la roca, ha actuado también sobre el relleno de las fracturas, de tal modo que sólo se aprecian éstas como fantasmas; esta reorganización - posterior es fácilmente detectable en el caso de que la fracturación y relleno hayan afectado a minerales distintos al cuarzo, ya que en este caso se aprecia la interrupción brusca de la fractura en el límite de estos granos.

El segundo sistema de fracturación es normalmente de mucha menor amplitud, es el más tardío y suele estar relleno predominantemente, por óxidos de hierro y sólo ocasionalmente por cuarzo.

Los carbonatos sólo se presentan como relleno en las muestras N3-35, N-12, N-11 y N-17, y hay algunas fracturas abiertas, constituyendo la única porosidad apreciable actualmente.



La pizarrosidad es otro de los efectos resultantes de la acción tectónica más sobresaliente. Con desarrollo diferencial en las distintas litologías, afecta fundamentalmente a lutitas y limolitas donde está perfectamente desarrollada, habiéndose observado incluso bandeo resultante del desarrollo de esquistosidad (muestra N3-66) y crenulación (muestra N-11). En las samitas solamente se observa orientación mineralógica, fundamentalmente de micas, y la elongación de cristales de cuarzo, especialmente de los de neoformación, quedando reflejada la esquistosidad en estas rocas por la disposición fluidal de la matriz arcillosa.

Existen cristales autigénicos de cuarzo y micas blancas orientadas perpendicularmente a la esquistosidad, lo que es índice de que la diagénesis de tipo geoquímico, aunque indudablemente activada por causas tectónicas, ha actuado independientemente. Sin embargo, la relación entre la deformación y la actividad geoquímica es notoria: en efecto, al hablar de los procesos de nodulización ya hemos comentado la relación que existe, según nuestro parecer y aunque no haya una demostración efectiva, entre la esquistosidad, o al menos los esfuerzos dirigidos, y el proceso de nodulización; pero además, es normal observar el crecimiento de cuarzo sintaxial y epitaxial en orientaciones preferentes, y sobretodo el crecimiento de cristales (frecuentemente como mosaicos) a favor de sombras de presión de cantos heredados o de cristales neoformados en etapas anteriores.

Otras estructuras de deformación observadas son los micropliegues, muchos de ellos levemente esbozados y que adquieren mayor relevancia en las pelitas, los "microkinkbands" y el boudinage, és-

te último muy marcado en algunas muestras. Por supuesto, la orientación de minerales laminares e incluso de no laminares (como cuarzos y piritas) es prácticamente una constante.

En las rocas carbonáticas las etapas de distensión-compresión quedan muy marcadas, apreciándose una primera generación de fracturas (las más gruesas relativamente, rellenas por cristales esparíticos de calcita, dolomita y dolomita ferrosa); una fase compresiva en la que alcanza el máximo desarrollo la formación de juntas estilolíticas; y finalmente otra etapa distensiva que además de originar una nueva fracturación, reactiva las preexistentes. Se aprecia también la existencia de microfracturas muy numerosas pero de escasa entidad, rellenas de óxidos de hierro, que no tienen orientación predominante y que en relación con las fracturas rellenas por calcita son tanto anteriores como posteriores o contemporáneas.

7.6.- TEXTURAS Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS OBSERVADAS AL MICROSCOPIO.

Aunque las características propias del depósito sedimentario están frecuentemente obliteradas parcial o totalmente por las

intensas transformaciones diagenéticas, se han podido reconocer en algunas de ellas texturas y estructuras de origen sedimentario, a veces únicamente presentes como relictos.

Entre las microestructuras de origen sedimentario, la más frecuente y característica es la existencia de bandeados mineralógicos, principalmente en las rocas pelíticas. Estos bandeados están constituidos por la acumulación preferencial de granos minerales de cuarzo de origen sedimentario, posteriormente recrecidos y orientados, que tienen un tamaño de grano superior al de la media.

Otras microestructuras observadas son:

- Laminación cruzada (N-17)
- Laminación flaser (N3-61).
- Microestructuras de carga (N-9).
- Microdeslizamientos (N1-24).
- Cantos blandos (N3-32) y bandeo de cantos blandos orientados (N1-14).
- Burrows (N1-20, N2-12) y bioturbación (N1-34).

Al igual que para con las estructuras, pueden reconocerse características texturales primarias. En las rocas samíticas se alcanzan a diferenciar granos en los que a pesar del intenso recrecimiento se puede distinguir la morfología de los clastos, pero en general las características texturales de todas las rocas detríticas, tanto samíticas como pelíticas están completamente modificadas.

En las rocas carbonáticas existen texturas de depósito en las calizas en general y fantasmas de ooides en la muestra N2-34.

7.7.- RESUMEN DE CARACTERISTICAS PETROLOGICAS.

Del estudio petrológico realizado resumimos las siguientes características:

- Las litologías estudiadas, representativas de los materiales aflorantes en el área de estudio desde el Precámbrico al Silúrico, corresponden a dos grandes grupos petrológicos: rocas detríticas (samitas y pelitas) y rocas carbonáticas.

- En las samitas se han diferenciado los siguientes tipos petrográficos: cuarcitas s.l. (cuarcitas s.s., cuarcitas feldespáticas y ortocuarcitas), areniscas y grauwacas.

- En las pelitas se han diferenciado los siguientes tipos petrográficos: limolitas s.l. (limolitas s.s., limolitas feldespáticas, limolitas ferruginosas, limolitas arenosas), y argilitas.

- En las rocas carbonáticas se han diferenciado calizas y dolomías, incluyendo en estas últimas términos intermedios de dolomías calcáreas.

A continuación se recogen los caracteres petrográficos más significativos diferenciadores de los tipos identificados, y con posterioridad se hará referencia a los procesos petrogenéticos más característicos.

SAMJAS

Cuarcitas s.l.:

Cuarcitas s.s.: Mineralógicamente se caracterizan por tener un elevado contenido en cuarzo (70-91%), reconociéndose en ocasiones la existencia de clastos de cuarzo detríticos. Es constante la presencia de minerales arcilloso-micáceos y micas blancas en escasos porcentajes, así como de feldespatos. Otros componentes mineralógicos menos generalizados son: plagioclasas (albita) y piritas. Los accesorios más comunes son: opacos, apatito, circón, turmalina y rutilo.

La presencia de óxidos de Fe es constante, siempre en escasos porcentajes, actuando ocasionalmente como cemento junto con el cuarzo microcristalino, a veces la calcedonia y ocasionalmente los carbonatos.

El tamaño de los cristales de cuarzo se sitúa como promedio entre 50 y 110 micras, presentando mayoritariamente formas subangulosas, subredondeadas, y están recrecidos; predominan los contactos suturados, aunque también los hay largos, cóncavo-convexos y estilolíticos, lo que unido a los recrecimientos sintaxiales dificulta e incluso impide normalmente reconocer la morfología sinsedimentaria de los clastos.

Es general la existencia de fracturación; normalmente las fracturas más gruesas están rellenas por cuarzo y ocasionalmente por carbonatos, mientras que las más finas están rellenas por óxidos de Fe.

Frecuentemente se observa orientación mineralógica como respuesta al desarrollo de anisotropía planar.

Cuarcitas feldespáticas: De características similares a las anteriores, el rasgo diferenciador de éstas, concierne fundamentalmente a la composición mineralógica, en la que los feldespatos alcanzan elevados porcentajes, comprendidos entre el 10-25%. Otro carácter diferenciador es la no existencia de orientación mineralógica.

Ortocuarcitas: Presentan una composición mineralógica constituida casi exclusivamente por cuarzo (80-98%); otros componentes minerales, en muy escasos porcentajes, son: calcedonia, minerales arcilloso-micáceos, micas blancas, piritas, accesorios (opacos, circón, -apatito, turmalina, rutilo) y óxidos de hierro.

Los rasgos específicos diferenciadores de estas samitas, con respecto a las cuarcitas s.s., son: a) El mayor tamaño de los cristales, predominando el de 250 micras. b) La intensa cementación con cuarzo micro-criptocristalino y en continuidad óptica. c) El intenso recrecimiento de cuarzo syntaxial. d) La intensa recristalización y la silicificación muy marcadas, con abundante desarrollo de filoncillos de cuarzo.

Areniscas: Presentan una composición mineralógica en la que el componente esquelético mayoritario es el cuarzo (50-85%), del que a veces se reconoce su origen detrítico, y en menor medida los feldes

patos (0,5-15%). Los minerales arcilloso-micáceos de la matriz-cemento alcanzan porcentajes del 9 al 21%. Otros componentes minerales minoritarios son: micas blancas, piritas y accesorios (opacos, circón, apatito, turmalina); ocasionalmente se encuentran también: ópalo, calcedonia, cloritas, biotitas, carbonatos y materia orgánica - transformada. La presencia de óxidos de hierro es constante (1-8%), actuando como cemento, junto con el cuarzo microcristalino o en continuidad óptica.

El tamaño de los cristales es variable, predominando el de 100 micras. Los cristales son subangulosos-subredondeados, están recrecidos y presentan contactos variados: largos, suturados, cóncavo-convexos, puntuales, o flotando en la matriz-cemento.

En cuanto a la microtectónica, el carácter más relevante es la existencia de fracturación; las fracturas mas gruesas están - normalmente rellenas por cuarzo, y las más finas, por óxidos de hierro. Frecuentemente se aprecia esquistosidad.

Grauwacas: Estas samitas, muy heterométricas, tienen como componente esquelético dominante el cuarzo (48-69%), al que acompaña un elevado contenido en minerales arcilloso-micáceos (20-30%) de la matriz-cemento. Otros minerales de presencia constante son: feldespatos, micas blancas, piritas, accesorios (opacos, apatito, turmalina, circón, rutilo y óxidos de hierro).

El tamaño de los cristales varía entre las 80 y 150 micras, están recrecidos y son subredondeados, subangulosos e incluso amigdalares, se presentan flotando en la matriz-cemento, aunque también existen contactos largos-puntuales.

En cuanto a la microtectónica, es general el desarrollo de fracturación, presentando el relleno habitual de cuarzo en las -

fracturas más gruesas y de óxidos de hierro en las más finas. Es muy notable la orientación mineralógica como respuesta al desarrollo de esquistosidad.

PELITAS

Limolitas s.l.

Limolitas s.s.: Estas pelitas están constituidas mineralógicamente por cuarzo (40-73%) al que acompaña un elevado porcentaje de minerales arcilloso-micáceos (25-40%). Otros componentes minerales presentes en escasos porcentajes, son: micas blancas, feldespatos, óxidos de hierro y accesorios (opacos, circón, turmalina, apatito, rutilo). Ocasionalmente hay calcedonia, plagioclasas, biotita, piritas y materia orgánica transformada.

El tamaño de los cristales se sitúa entre las 15 y 40 micras, son subangulosos-subredondeados, alotriomorfos, están recrecidos, y se presentan flotando en los minerales arcilloso-micáceos de la matriz-cemento; también pueden presentarse con contactos suturados y largos.

En cuanto a la microtectónica, es generalizada la existencia de fracturación; las fracturas más gruesas aparecen normalmente rellenas de cuarzo, mientras que las más finas lo están por óxidos de hierro. Es característica la existencia de pizarrosidad, y también existen otras estructuras: laminación flaser, boudinage, microslumping y bandeado mineralógico.

Limolitas feldespáticas: Se diferencian de las anteriores en la composición mineralógica, ya que en éstas el contenido en feldespatos es muy elevado (35%), mientras que el porcentaje de minerales arcilloso-micáceos es escaso (3-7%), otro rasgo diferenciador es la no existencia de pizarrosidad; presentando en los aspectos restantes características similares a las limolitas s.s.

Limolitas ferruginosas: De características similares a las limolitas s.s., únicamente se diferencian de ellas por presentar una cementación importante con óxidos de hierro, cuyo porcentaje se sitúa entre el 18-30%.

Limolitas arenosas: Se caracterizan por presentar un tamaño cristalino comprendido entre 5-20 micras en los minerales arcilloso-micáceos y de 80-100 micras en el cuarzo; siendo éste el único rasgo diferenciador con respecto a las limolitas s.s.

Argilitas: Presentan un contenido en cuarzo variable comprendido entre el 20-60%, al que acompaña un elevado porcentaje de minerales arcilloso-micáceos situado entre el 24-60%. Otros componentes - minerales presentes son: micas blancas, feldespatos, accesorios (opacos, circón, turmalina, apatito y rutilo) y óxidos de hierro; ocasionalmente hay ópalo, calcedonia, cloritas, piritas y materia orgánica transformada.

El tamaño promedio de los cristales es de 3 a 12 micras. Son mayoritariamente alotriomorfos, a veces subangulosos-subredon

deados y frecuentemente están recrecidos. Los minerales arcilloso-micáceos de la matriz-cemento presentan contactos suturados mientras que los cristales de mayor tamaño flotan en ella.

En cuanto a la microtectónica, es generalizada la existencia de fracturación con las fracturas más gruesas rellenas por cuarzo y las más finas por óxidos de hierro. Es característica la existencia de pizarrosidad y también ocasionalmente hay micropliegues, -lineaciones de nódulos de cuarzo y bandeados mineralógicos.

ROCAS CARBONÁTICAS

Calizas: Presentan una textura de depósito y una composición mineralógica en la que el componente ortoquímico dominante es la calcita (80-98%); otros componentes minerales, en escasos porcentajes, son: dolomita, cuarzo, minerales arcilloso-micáceos, micas blancas y óxidos de hierro; además ocasionalmente hay también piritas y materia orgánica transformada.

El tamaño de los cristales es micrítico-microesparítico, son alotriomorfos y presentan contactos suturados.

En cuanto a la microtectónica, es generalizada la existencia de fracturación; las fracturas más gruesas están normalmente rellenas por calcita, ocasionalmente por dolomita, y las más finas por óxidos de hierro. Son frecuentes las juntas estilolíticas.

Dolomías: Se caracterizan por presentar una textura de recristalización, aunque en algunas de ellas también se aprecia la primitiva textura de depósito.

El componente ortoquímico fundamental es la dolomita, mayoritariamente dolomita ferrosa (80-95%), existiendo calcita de forma minoritaria, preferentemente rellenando fracturas. Otros componentes minerales generalmente presentes en escasos porcentajes son: - cuarzo, minerales arcilloso-micáceos, micas blancas y óxidos de hierro; ocasionalmente hay también piritas y materia orgánica transformada.

El tamaño de los cristales es predominantemente microesparítico, son alotriomorfos y con contactos suturados.

En cuanto a la microtectónica, es generalizada la existencia de una intensa fracturación, rellena normalmente por carbonatos (dolomita, dolomita ferrosa y calcita), también hay fracturas estrechas rellenas por óxidos de hierro. Son frecuentes las juntas estilolíticas.

Otros rasgos destacables en algunas de ellas son: la existencia de orientación mineralógica, de "bandeados" de cristales autigénicos de cuarzo, de fantasmas de "ooides" y de una charnela de micropliegue.

Enunciados los principales rasgos de composición mineralógica, texturales y estructurales característicos de los distintos ti

pos petrográficos diferenciados, haremos ahora referencia a los procesos petrogenéticos que las afectan, los cuales, aunque presentan diversa incidencia y desarrollo en las distintas litologías, pueden considerarse como generalizados, afectando a prácticamente todas - las rocas existentes.

Atendiendo a la división realizada comentamos a continuación los procesos petrogenéticos observados en rocas detríticas: samitas y pelitas.

- En todos los tipos petrográficos descritos los caracteres texturales observados y la inexistencia de porosidad primaria - evidencian los efectos de la intensa compactación sufrida.

- El elevado grado de cohesión que presentan estas rocas se debe a la extensa precipitación de cementos que proporcionan una intensa trabazón entre los granos minerales. Se han identificado - tres tipos de cementos: sílice, óxidos de hierro y carbonatos, siendo estos últimos minoritarios. La sílice es el cemento común en todas las litologías, existiendo en forma de ópalo, calcedonia y cuarzo; este último en forma de agregados microcristalinos y en mosaicos cristalinos en continuidad óptica. La cementación con óxidos de hierro aunque en escasos porcentajes es de presencia constante, llegando a constituir el principal cemento en algunas litologías (limolitas y areniscas ferruginosas).

- La autigénesis mineral está presente en todas las litologías estudiadas, incluyendo un extenso número de componentes mineralógicos (mayores, menores y accesorios), pero afectando especialmente

mente al cuarzo (con gran variedad de formas y hábitos cristalinos) y otras variedades de sílice (ópalo, calcedonia), a los minerales de la arcilla y a las micas (micas blancas, cloritas y biotitas). - Otras especies mineralógicas identificadas como autigénicas aunque de forma menos generalizada, son: feldespatos, plagioclasas, piritas, turmalina, apatito, circón, rutilo y fosfatos.

- La neoformación de nódulos de cuarzo con formas elipsoidales o subesféricas constituye uno de los aspectos más interesantes de los procesos diagenéticos observados. Su presencia es característica en las grauwacas, donde alcanzan un gran desarrollo, aunque también se han descrito en pelitas, y guardan aparentemente una estrecha relación con esfuerzos tectónicos dirigidos. Su desarrollo es específico de rocas fundamentalmente samíticas del Precámbrico, Cámbrico (inferior, medio y superior) y Ordovícico inferior.

- La recristalización y la silicificación son intensas y comunes a todas las litologías.

- Los procesos de alteración diagenética involucran a gran número de especies minerales, y con matizaciones en el grado de intensidad y desarrollo están representados en todas las litologías. - El más genérico es la intensa transformación sufrida por los minerales de la arcilla tanto por agradación, neoformación y sustitución. También son frecuentes la alteración de piritas a óxidos de hierro, y de feldespatos, y de forma más restringida existen procesos de sustitución mineralógica que afectan a buen número de especies minerales.

En cuanto a las rocas carbonáticas, éstas han sufrido - igualmente intensos procesos diagenéticos entre los que caben destacar:

- La intensa compactación.
- La cementación, con calcita en rocas que conservan textura de depósito y con dolomita y dolomita ferrosa para las que presentan textura de recristalización (dolomías y dolomías calcáreas). También de forma minoritaria existen localmente cementos de óxidos de hierro.
- La recristalización.
- La autigénesis mineral, que involucra además de a los carbonatos (calcita, dolomita y dolomita ferrosa), al cuarzo, a minerales de la arcilla, micas blancas y piritas, generalmente en escasos porcentajes.
- El proceso más característico es el de la sustitución metasomática total o parcial de calcita por dolomita (dolomitización) que afecta a la gran mayoría de las rocas carbonáticas estudiadas.

8.- ESTUDIO MINERALOGICO POR DIFRACCION DE RAYOS X.

8.1.- INTRODUCCION

Se ha realizado este estudio con el objeto de identificar mineralógicamente los filosilicatos y obtener además la información necesaria que permita intentar establecer, siquiera de forma aproximada, el grado de diagénesis o metamorfismo que han sufrido las rocas pelíticas desde el Precámbrico al Silúrico (Ludlow superior).

En los últimos años han sido numerosos los trabajos de investigación realizados por diversos autores, con el objeto de determinar el comportamiento y evolución de algunos filosilicatos durante las distintas etapas diagenéticas y el metamorfismo.

La gran capacidad de modificación de las características cristaloquímicas que poseen estos minerales (especialmente algunos del grupo de la arcilla y algunas micas) por acomodación a las variaciones físicas y químicas del medio confinante, han servido para caracterizar los cambios producidos en éste y por tanto decidir sobre las condiciones ambientales.

En este aspecto, uno de los minerales más estudiados ha sido la mica blanca, con la conocida evolución de ilita a moscovita conforme aumenta el enterramiento, y ha sido frecuente en los últimos años la utilización del parámetro "cristalinidad de la ilita" como medida para determinar el grado de diagénesis o metamorfismo que ha sufrido el material en que está contenida. En lo que respecta a este tema, caben destacar los trabajos de WEAVER (1960), KUBLER (1964, 1966 y 1968), DUNOYER et al. (1968), DUNOYER (1969), - ESQUEVIN (1969), FREY (1970), WEBER, et al. (1976). Asimismo, éstos y otros autores han estudiado la evolución de los politipos de las micas blancas, durante la diagénesis y el metamorfismo; así, DUNOYER (1969) establece la evolución del politipo de la ilita, desde 1M y 1Md en la zona superior de la diagénesis tardía, al 2M ya ampliamente dominante a partir de la zona inferior de esta misma etapa y que se continúa en la anquizona y epizona.

Finalmente, otros estudios en general más actualizados y de creciente aceptación, versan sobre la evolución de algunos parámetros cristaloquímicos, tales como las dimensiones de b_0 y del espaciado basal, en función de los procesos físico-químicos que han afectado a las micas blancas. Estos parámetros son a menudo utilizados como indicadores geotermométricos y geobarométricos, dada su estrecha relación con las condiciones de temperatura y presión del medio.

Como ya hemos indicado, los conocimientos aportados por estos trabajos de investigación han sido ampliamente utilizados para determinar el grado de diagénesis o metamorfismo que ha afectado a rocas pelíticas en todo el mundo, habiéndose publicado, en re

lación con los materiales de nuestra zona, un trabajo realizado en Santed por FERNANDEZ-NIETO et al. (1985), sobre los materiales pelíticos de las Formaciones Almunia, Valconchán y Borrachón que abarcan desde el Cámbrico medio al Tremadoc; en este trabajo, además de la descripción de la mineralogía general, se indica la existencia - en las micas blancas de bajos grados de fengitización y paragonitización, con predominio del politipo $2M_1$, y se propone que los materiales han sufrido procesos situados entre la diagénesis profunda y el anquimetamorfismo. También hay que señalar el trabajo de Tesis - de Licenciatura realizado por CONTE (1985), en el que incluye el estudio por DRX de materiales de la Formación Bádenas y del Stephano-Pérmico de Fombuena, a los que también sitúa en una etapa de tránsito desde la diagénesis profunda al anquimetamorfismo.

8.2.- IDENTIFICACION MINERALOGICA

Mediante un equipo Philips BW 1710 de difracción de rayos X con tubo de Cu y filtro de Ni se ha determinado, por el método de polvo cristalino (roca total), la composición mineralógica cualitativa de 19 muestras, en tanto que el estudio exclusivo de filosili-

catos mediante agregado orientado (fracción menor de 2 micras) se ha realizado en 23 muestras. La selección de especímenes se ha hecho en función de que pudieran estar representadas la mayor parte de las formaciones presentes en el área, desde el Precámbrico hasta el Silúrico (Ludlow superior), que incluyeran rocas pelíticas en su litología.

Los resultados difractométricos se recogen en los cuadros 3 y 4, que corresponden respectivamente a los análisis cualitativos de los minerales presentes en la muestra total y en la fracción menor de 2 micras, incluyéndose también el tipo de micas determinado según ESQUEVIN (1969) en función de la relación I(002)/I(001).

La composición mineralógica, como se puede observar en los citados cuadros, es bastante homogénea y responde a la paragénesis siguiente: ilita + cuarzo \pm clorita \pm feldespatos \pm caolinita \pm plagioclasas \pm interestratificados \pm pirofilita \pm serpentina-bertierita \pm goethita \pm magnetita \pm gibbsita.

Es característica la presencia constante de ilita (moscovita), cuarzo, clorita (salvo en las muestras N-6, N1-3, N1-4, N1-6 y N1-17) y de feldespatos (salvo en las muestras N1-4 y N1-17), siendo éstos especialmente abundantes en las muestras N3-66, N3-56, N3-16, N3-46, N-3, N1-24, N1-14 y N-6; la presencia de caolinita es igualmente bastante constante.

Es de destacar la elevada cristalinidad de las ilitas en la práctica totalidad de las muestras, así como de las cloritas, especialmente en las de la Formación Pizarras de Paracuellos.

CUADRO 3. - ANALISIS MINERALOGICO CUALITATIVO POR D.R.X. (POLVO CRISTALINO)
Y TIPO DE MICA SEGUN ESQUEVIN (1969).

FORMACION	MUESTRA	TIPO DE MICA I(OO2)/(OO1)	I	Cl	Ka	Pi	Q	Fd	Pg	Mg	Gt	Gi
PIZARRAS DE PARACUELLOS	N3-61	Moscovita	X	X	X	-	X	X	-	-	-	-
	N3-62	Moscovita	X	X	X	-	X	X	-	-	-	-
	N3-63	Moscovita	X	X	-	-	X	X	-	-	-	-
	N3-64	Moscovita	X	X*	X	-	X	X	-	-	-	-
CUARCITA DE BAMBOLA	N3-66	Moscovita	X	X	X	-	X	X	-	-	-	-
	N3-56	Moscovita	X	X	X	-	X	X	-	-	-	-
CAPAS DE EMBID	N3-16	Fengita	X	X*	-	-	X	X	X	X	-	-
	N3-46	Fengita	X	X	X	-	X	X	-	-	-	-
PIZARRAS DE HUERMEDA	N3-26	Moscovita	X	X	X	-	X	X	-	-	-	-
	N3-43	Fengita	X	X	X	-	X	X	-	-	X	X
PIZARRAS DE MURERO	N3-33	Moscovita	X	X	X	-	X	X	-	-	-	-
SERIE IBERICA	N - 3	Moscovita	X	X	X	-	X	X	X	-	-	-
	N1-33	Moscovita	X	X	X	-	X	X	-	-	-	-
	N1-24	Moscovita	X	X	X	-	X	X	-	-	-	-
	N - 6	Moscovita	X	-	X	-	X	X	-	-	-	-
FOMBUENA	N1-6	Moscovita	X	-	X	-	X	X	-	-	X	-
CASTILLEJO	N1-14	Fengita	X	X	-	-	X	X	-	-	-	-
PIZARRAS DE OREA	N -17	Fengita	X	-	X	-	X	X	-	-	-	-
BADENAS	N1-7	Moscovita	X	X*	X	X	X	X	-	-	-	-

X = Existencia; - = No existencia; * = Alteración epidigenética.
I = Illita; Cl = Clorita; Ka = Caolinita; Pi = Pirofilita;
Q = Cuarzo; Fd = Feldespatos; Pg = Plagioclasas; Mg = Magnetita;
Gt = Goethita ; Gi = Gibbsita.

CUADRO 4. - ANALISIS MINERALOGICO CUALITATIVO POR D.R.X. (AGREGADO ORIENTADO)
Y TIPO DE MICA SEGUN ESQUEVIN (1969)

FORMACION	MUESTRA	TIPO DE MICA (002)/(001)	I	Cl	Ka	In	H-M	S-B	Pi	Q	Fd	Pg	Mg	Gt	Gi
PIZARRAS DE PARACUELLOS	N3-61	Moscovita	X	X	X	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
	N3-62	Fengita	X	X	X	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
	N3-63	Fengita	X	X	-	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
	N3-64	Moscovita	X	X	X	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
CUARCITA de BAMBOLA	N3-66	Moscovita	X	X	X	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
	N3-56	Moscovita	X	X	X	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
CAPAS DE EMBED	N3-16	Biotita + Moscovita	X	X*	-	-	-	-	-	X	X	X	X	-	-
	N3-46	Fengita	X	X	X	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
PIZARRAS DE HUERMEDA	N3-26	Fengita	X	X	X	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
	N3-43	Fengita	X	X*	X	X*	-	-	-	X	X	-	-	X	X
PIZARRAS DE MURERO	N3-33	Moscovita	X	X	X	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
SERIE IBERICA	N - 3	Fengita	X	X	X	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
	N1-33	Fengita	X	X	-	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
	N1-34	Fengita	X	X	X	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
	N1-24	Fengita	X	X	-	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
	N - 9	Fengita	X	X	X	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
	N - 6	Biotita+ Moscovita	X	-	X	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
FOMBUENA	N1-3	Moscovita	X	-	X	-	-	X	-	X	X	-	-	X	X
	N1-4	-	X	-	X	-	X*	-	-	X	-	-	-	-	-
	N1-6	Moscovita	X	-	X	-	-	-	-	X	X	-	-	X	-
CASTILLEJO	N1-14	Fengita	X	X	-	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-
	N1-17	Fengita	X	-	X	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-
BADENAS	N1-7	Fengita	X	X	X	-	-	-	-	X	X	X	-	-	-

X = Existencia; - = No existencia; * = Alteración epidigenética;
I = Illita; Cl = Clorita; Ka = Caolinita; In = Interestratificados;
H-M = Halloysita-Montmorillonita; S-B = Serpentina-Bertierita;
Pi = Pirofilita; Q = Cuarzo; Fd = Feldespatos; Pg = Plagioclasas;
Mg = Magnetita; Gt = Goethita Gi = Gibbsita.

Se puede observar la alteración epidiagenética de clorita a vermiculita en las muestras N3-64, N3-16 y N3-43.

Hay minerales interestratificados de alteración epidiagenética en la muestra N3-43, así como halloysita-montmorillonita del mismo origen en la N1-4. Existe serpentina-bertierita en la muestra N1-3 y pirofilita en la N1-7. Hay plagioclasas en las muestras N3-16 y N-3. En cuanto a los minerales de hierro, hay magnetita (N3-16) y goethita (N3-43, N1-3 y N1-6). Además es probable la existencia de gibbsita en las muestras N3-43 y N1-3.

8.3.- CRISTALINIDAD DE LA ILITA.

El estudio de la cristalinidad de la ilita se ha realizado mediante la determinación de algunos parámetros cristaloquímicos que se han medido en los difractogramas obtenidos tanto mediante el método del polvo cristalino como el de agregado orientado.

Las condiciones de trabajo han sido las siguientes: Escala RFS:IE3. Constante de tiempo RTC:2. Velocidad del papel RSP:2°/minuto. Velocidad del goniómetro SPE: 0,03°/minuto.

Se han determinado los siguientes parámetros cristaloquímicos, para las reflexiones d(001) y d(002): la altura del pico (cm), la anchura a mitad de la altura (cm), el área del pico (cm²) y la relación de la intensidad de las reflexiones I(002)/I(001), observándose un incremento en la cristalinidad y en la relación Al/Fe + Mg en las medidas efectuadas en los difractogramas de polvo cristalino con respecto a las de agregado orientado.

Además, para la reflexión d(001) se ha determinado el tamaño de cristalito (\bar{A}), siguiendo las indicaciones de WEBER et al. (1976), observándose, al igual que en el caso anterior, un incremento de la cristalinidad en las medidas realizadas en los diagramas de polvo cristalino sobre las de agregado orientado.

Las medidas de los citados parámetros efectuadas en los difractogramas de polvo cristalino y agregado orientado, se recogen respectivamente en los cuadros 5 y 6.

Para la determinación del grado de diagénesis y metamorfismo en base a la medida de la "cristalinidad de la ilita", se ha utilizado el diagrama de ESQUEVIN (1969), en el que se han proyectado los datos del parámetro de la anchura a mitad de la altura en \bar{A} (cristalinidad) obtenidos en polvo y en agregado orientado, como se recoge en las figuras 14 y 15 respectivamente. La visualización de ambos diagramas ofrece una situación de las ilitas en la epizona, aunque en relación con el diagrama de agregado orientado hay dos muestras (N1-14 y N1-4) que se sitúan en la anquizona.

Dado que la medida de la cristalinidad de la ilita para su utilización en el diagrama de ESQUEVIN (1969), requiere la exis-

CUADRO 5. - PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS DE ILLITAS DETERMINADOS EN
DIFRACTOGRAMAS DE POLVO CRISTALINO.

FORMACION	MUESTRA	d(001)			d(002)			I(002)/ I(001)	Tc(d001) Å
		Longitud ca.	Anchura ca.	Area ca ²	Longitud ca.	Anchura ca.	Area ca ²		
PIZARRAS DE PARACUELOS	N3-61	12.2	0.2	2.44	5.3	0.2	1.06	0.434	401.14
	N3-62	10.15	0.2	2.03	4.4	0.2	0.88	0.433	401.14
	N3-63	2.5	0.2	0.5	1.31	0.2	0.26	0.524	401.14
	N3-64	15.3	0.2	3.06	8.4	0.19	1.59	0.521	401.14
CUARCITA DE BAMBOLA	N3-66	13.38	0.2	2.67	6.3	0.21	1.32	0.494	401.14
	N3-56	10.45	0.2	2.09	5.5	0.2	1.1	0.526	401.14
CAPAS DE EMBED	N3-16	3.32	0.28	0.92	1	0.28	0.28	0.301	286.53
	N3-46	12.4	0.2	2.48	4.9	0.2	0.98	0.395	401.14
PIZARRAS DE HUERMEDA	N3-26	12.85	0.2	2.57	5.72	0.2	1.14	0.445	401.14
	N3-43	11	0.2	2.2	4.3	0.2	0.86	0.390	401.14
PIZARRAS DE MURERO	N3-33	10	0.2	2	4.1	0.23	0.94	0.471	401.14
SERIE IBERICA	N- 3	6.3	0.2	1.26	2.7	0.2	0.54	0.428	401.14
	N1-33	5.15	0.25	1.28	2.5	0.26	0.65	0.505	320.91
	N1-24	8.32	0.2	1.66	3.65	0.22	0.80	0.483	401.14
	N - 6	10.2	0.2	2.04	4.1	0.2	0.82	0.401	401.14
FOMBUENA	N1-6	4.5	0.23	1.03	1.7	0.3	0.51	0.495	348.82
CASTILLEJO	N1-14	6.45	0.27	1.74	2.4	0.28	0.67	0.386	297.14
PIZARRAS DE OREA	N-17	1.2	0.2	0.24	0.4	0.22	0.08	0.366	401.14
BADENAS	N1-7	6	0.3	1.8	2.55	0.3	0.76	0.425	267.43

CUADRO 6 - PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS DE ILLITAS DETERMINADOS EN
DIFRACTOGRAMAS DE AGREGADO ORIENTADO

FORMACION	MUESTRA	d(001)			d(002)			I(002)/ I(001)	Tc(d001) Å
		Longitud ca.	Anchura ca.	Area ca ²	Longitud ca.	Anchura ca.	Area ca ²		
PIZARRAS DE PARACUELOS	N3-61	7.45	0.25	1.86	3.45	0.25	0.86	0.46	320.91
	N3-62	6.2	0.3	1.86	2.5	0.29	0.72	0.389	267.43
	N3-63	5.1	0.28	1.42	2.1	0.25	0.52	0.367	286.53
	N3-64	21.2	0.21	4.45	9.1	0.21	1.91	0.429	382.04
CUARCITA DE BAMBOLA	N3-66	16	0.28	4.48	6.95	0.28	1.94	0.434	286.53
	N3-56	14.25	0.3	4.27	7.2	0.3	2.16	0.505	267.43
CAPAS DE EMBIID	N3-16	7.05	0.29	2.04	1.55	0.29	0.44	0.220	276.65
	N3-46	12.1	0.3	3.63	4.6	0.29	1.33	0.367	267.43
PIZARRAS DE HUERMEDA	N3-26	13.55	0.23	3.11	5	0.22	1.1	0.353	348.82
	N3-43	8.15	0.3	2.44	3.1	0.26	0.80	0.330	267.43
PIZARRAS DE MURERO	N3-33	7.15	0.23	1.64	2.85	0.28	0.79	0.486	348.82
SERIE IBERICA	N - 3	7.15	0.29	2.07	2.9	0.25	0.72	0.350	276.65
	N1-33	14.8	0.3	4.44	5.2	0.3	1.56	0.351	267.43
	N1-34	10.75	0.3	3.22	4.5	0.28	1.26	0.390	267.43
	N1-24	8.9	0.3	2.67	3.2	0.3	0.96	0.359	267.43
	N - 9	9.45	0.22	2.07	3.3	0.22	0.72	0.350	364.67
	N - 6	12.35	0.3	3.70	4.	0.25	1	0.270	267.43
FOMBUENA	N1-3	5.35	0.3	1.60	3.1	0.25	0.77	0.482	267.43
	N1-4	1.7	0.5	0.85	0.4	0.2	0.08	0.094	164.45
	N1-6	6.8	0.3	2.04	2.82	0.3	0.84	0.414	267.43
CASTILLEJO	N1-14	5.22	0.38	1.98	2.0	0.3	0.6	0.303	211.12
	N1-17	1.5	0.31	0.46	0.5	0.3	0.15	0.322	258.8
BADENAS	N1-7	4.45	0.4	1.78	2.2	0.3	0.66	0.370	200.57

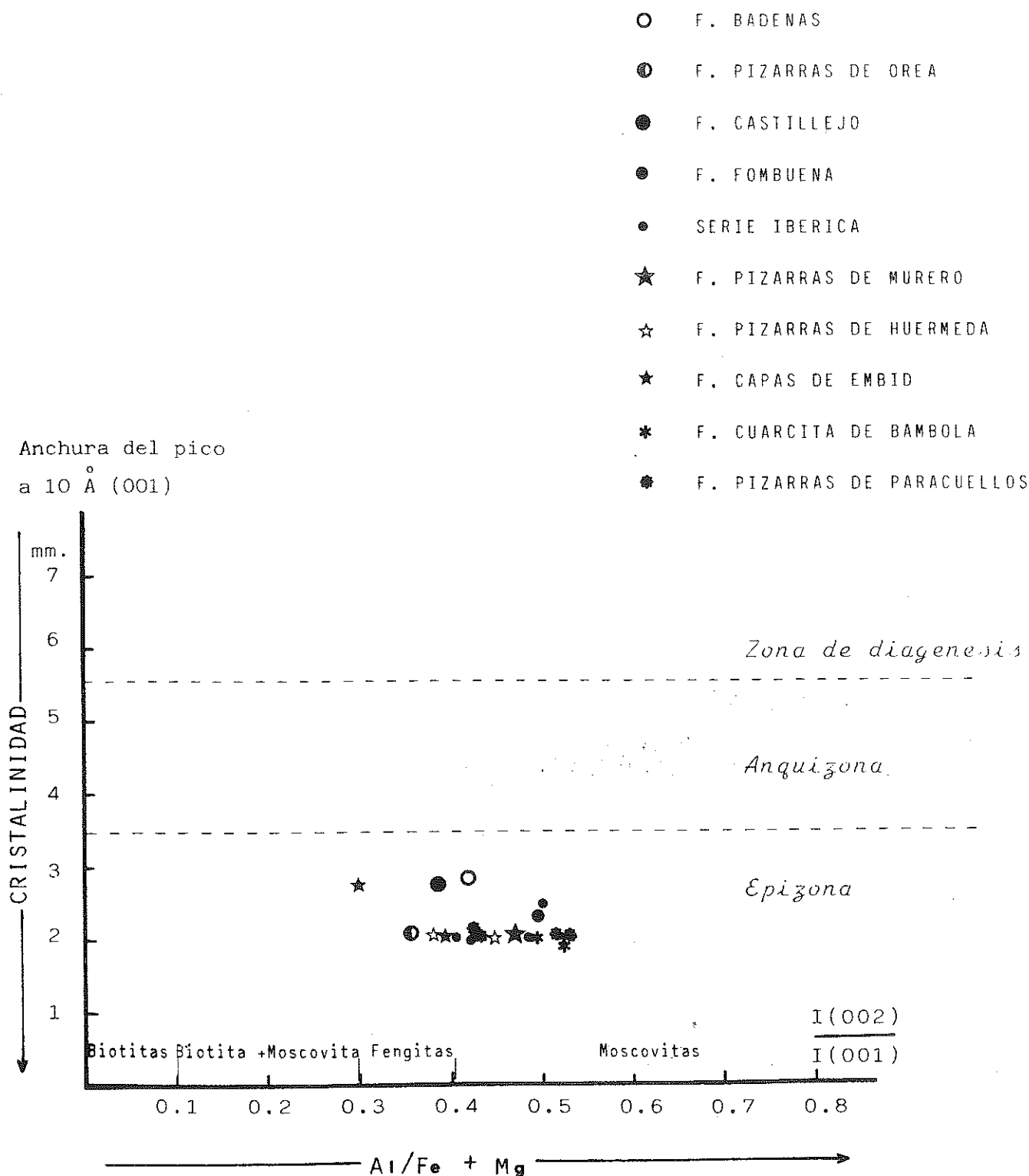


Figura 14.- Distribución de las illitas de las rocas pelíticas del Precámbrico-Silúrico inferior en el diagrama de ESQUEVIN (1969). (Diagramas de polvo cristalino)

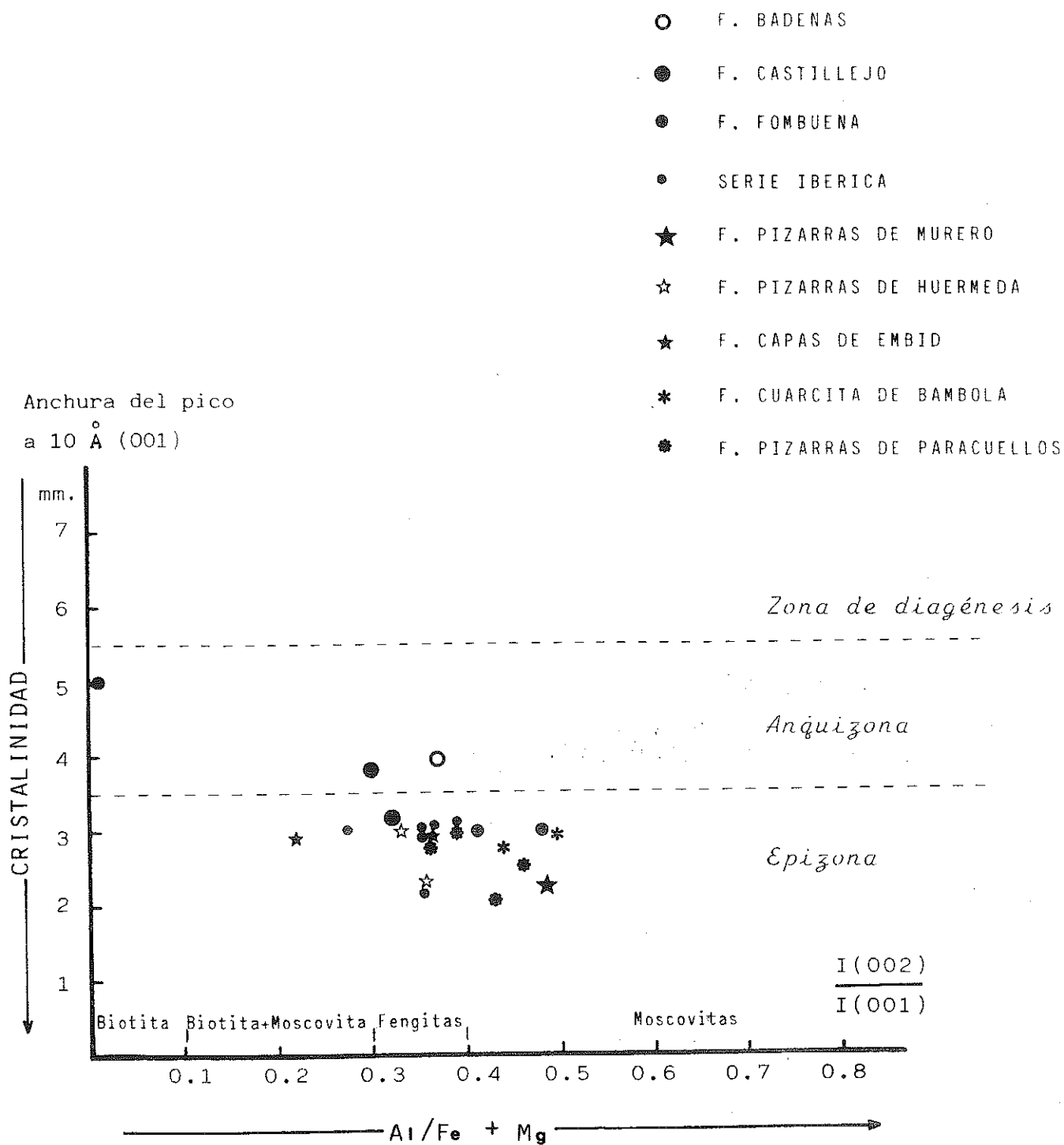


Figura 15.- Distribución de las illitas de las rocas pelíticas del Precámbrico-Silúrico inferior en el diagrama de ESQUEVIN (1969). (Diagramas de agregado orientado)

tencia de condiciones "standard", se ha utilizado otra forma de expresión de la "cristalinidad", conocida como el "espesor aparente" de los cristalitas o tamaño de cristalito, basado en la fórmula de SCHERRER (1918) para la difracción en los cristales muy pequeños, obteniéndose así una expresión de la cristalinidad independiente de las condiciones experimentales. En relación con este parámetro, WEBER et al. (1976) definen los límites de la anquizona, que corresponden a espesores aparentes de 150 y 275 Å, de tal modo que los valores del tamaño de cristalito obtenidos por nosotros en los agregados orientados sitúan a la mayoría de las muestras en la anquizona, mientras que los valores obtenidos en polvo dan una situación de las muestras en la epizona, quedando únicamente dentro de la anquizona la muestra N1-7.

8.4.- RESUMEN DE CARACTERISTICAS

Del estudio mineralógico por difracción de rayos X realizado mediante los métodos de polvo cristalino y agregado orientado sobre muestras de rocas pelíticas que abarcan todas las formaciones de materiales detríticos existentes en nuestra área de traba-

jo desde el Precámbrico al Silúrico (Ludlow superior), se pueden -
extraer los resultados siguientes:

1) El análisis mineralógico cualitativo revela la existencia de una composición mineralógica bastante homogénea, constituida por la paragénesis siguiente: ilita + cuarzo \pm clorita \pm feldespatos \pm caolinita \pm plagioclasas \pm interestratificados \pm pirofilita \pm serpentina-bertierita \pm goethita \pm magnetita \pm gibbsita. Es característica la presencia constante de ilita y cuarzo, siendo además bastante frecuente la presencia de clorita, feldespatos y caolinita, mientras que los minerales restantes están presentes de forma esporádica.

2) Por lo que respecta a los filosilicatos, principal objetivo de este estudio, la ilita es el mineral predominante, presentando una elevada cristalinidad; la clorita aparece también con especial abundancia y elevada cristalinidad en las muestras correspondientes a las formaciones del Precámbrico y Cámbrico inferior y medio, faltando en algunas de la Serie Ibérica y en las Formaciones Fombuena y Castillejo, pudiéndose observar en algunos casos la alteración epidiagenética clorita-vermiculita. La caolinita, aunque es bastante frecuente, tiene carácter minoritario al igual que sucede con la pirofilita, la serpentina-bertierita y los interestratificados originados por alteración epidiagenética, presentes de forma esporádica.

3) La determinación de los parámetros cristaloquímicos en las ilitas, indica una elevada cristalinidad, de forma que proyecta

das en el diagrama de ESQUEVIN (1969) dan una situación generalizada en la epizona, observándose una mayor cristalinidad en los diagramas obtenidos a partir de difractogramas de polvo respecto a los de agregado orientado (Ver figuras 14 y 15).

4) Los valores del tamaño de cristalito medidos en difractogramas de agregado orientado oscilan entre 164,45 y 382,04 Å, predominando el de 267,43 Å; los medidos en difractogramas de polvo - cristalino dan valores más elevados, comprendidos entre 267,43 y 401-14 Å, predominando ampliamente este último. Estos valores de espesores aparentes relativamente altos, proyectados en el diagrama de WEBER et al. (1976), dan una situación general de las ilitas comprendida en los límites de la anquizona (150-275 Å) para el primer caso, mientras que en el segundo caso quedan en su mayoría situadas en la epizona (Ver cuadros 5 y 6).

5) La identificación de los tipos de micas, establecido en función de la relación de intensidad de los picos (002) y (001) según ESQUEVIN (1969), ha mostrado un predominio de las fengitas - cuando dicha relación se determina a partir de los datos de difractogramas de agregado orientado, mientras que cuando se establece a partir de difractogramas de polvo predominan las moscovitas, lo que supone un incremento de la relación Al/Fe + Mg en los octaedros - (Ver cuadros 3 y 4).

FERNANDEZ NIETO et al. (1985) determinan, en función de los valores medios de b_0 (inferior a 9.025 Å), que el tipo de micas corresponde a moscovitas.

6) El politipo presente de la ilita sería 2M.

7) Las ilitas y cloritas presentan una elevada cristalinidad en las muestras correspondientes a las formaciones del Precámbrico y Cámbrico inferior y medio, en tanto que es menor en las rocas pelíticas de edades posteriores.

8.5.- CONSIDERACIONES

A la vista de los resultados obtenidos, se considera que el origen de las ilitas, que presentan una cristalinidad uniformemente elevada, responde a una recristalización diagenética fuerte y de tránsito al metamorfismo.

Igualmente cabe pensar que la génesis de las cloritas, - que en algunas muestras presentan una elevada cristalinidad, responde a fenómenos de autigénesis por agradación diagenética de los minerales de la arcilla ricos en hierro y magnesio.

La presencia bastante constante de caolinita sugiere que las condiciones termodinámicas de presión y temperatura alcanzadas

han sido bajas, ya que en condiciones de elevadas presiones y temperaturas, unido a la existencia de abundante potasio (confirmada por la presencia generalizada de feldespatos en nuestras muestras) hubiera evolucionado a ilita -clorita.

La pirofilita, está considerada frecuentemente como indicadora de ambiente metamórfico, presente de forma minoritaria en la muestra N1-7 (Formación Bádenas), y se ha podido originar en el curso de la diagénesis avanzada, ya que recientemente algunos autores han probado su existencia a temperaturas inferiores a las del inicio del metamorfismo.

Finalmente, queremos señalar que la presencia prácticamente constante de la paragénesis ilita-clorita, indica que las rocas han alcanzado unas condiciones termodinámicas situadas entre la diagénesis profunda y el inicio del metamorfismo, es decir de la anquizona. Esta zona de tránsito definida por DUNOYER (1969) por la "facies de ilita-clorita" está caracterizada, además, por la elevada cristalinidad de las ilitas, por la existencia del politipo 2M y por la posible existencia de pirofilita.

Por otra parte, aunque las proyecciones de las ilitas - en los diagramas de ESQUEVIN (1969) y de WEBER et al. (1976), dan una situación mayoritaria en la epizona, la no existencia en nuestras muestras de minerales propiamente metamórficos, apuntan al hecho de que únicamente se hayan alcanzado las condiciones termodinámicas existentes en la anquizona.

En este mismo sentido FERNANDEZ-NIETO et al. (1985) indican en base a los valores medios de b_0 y del espaciado basal de

las micas blancas, que los materiales han soportado bajas presiones y temperaturas, aportando como información adicional la existencia en la Formación Valconchán de acritarcos (microfósiles de pared orgánica), lo cual supone que no se han alcanzado temperaturas superiores a 180°C.

9.- CONCLUSIONES

Como resultado de la elaboración de las distintas etapas de que consta este trabajo se ha obtenido un conjunto de conclusiones que se exponen a continuación, siguiendo la propia ordenación de las etapas desarrolladas.

A.- Del desarrollo del estudio estructural se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- La estructura de los materiales aflorantes en el área, correspondientes a las formaciones del Precámbrico al Silúrico y pertenecientes a las Unidades de Herrera y Badules, viene determinada fundamentalmente por la superposición de las orogénias herciniana y alpina, de las que se han identificado rasgos distintivos coincidentes a escala macro y micro con estudios anteriores realizados en áreas próximas.

Esta superposición de orogenias ha provocado la diferenciación de zonas estructurales, de las que en el área se han identificado cuatro: Zona estructural de Vicort, Zona estructural de Algairén, Fosa de Morés y Zona estructural de Ricla. A su vez, en la primera se han individualizado los bloques de Vicort y de Pietas y en la segunda los bloques de Algairén e Inogés.

- Para el estudio de macroestructuras se han considerado pliegues y fallas, habiéndose reconocido pliegues P_1 (N30-N45), P_2 (N120-N135) y P_3 (homoaxiales con P_2 pero de vergencia opuesta), generados respectivamente en la primera, segunda y tercera fases de deformación compresiva.

Se ha identificado una compleja red de fallas (inversas, en dirección y normales), generadas en su mayoría en la distensión tardihercínica (aunque algunas de ellas tuvieron su origen en la tercera fase compresiva), las cuales han rejugado durante el ciclo alpino.

- El estudio de la fracturación en la zona ha puesto de manifiesto la existencia, en los bloques estructurales diferenciados, de varias familias de fallas con orientaciones diversas, siendo la de dirección N140, la familia de mayor representación y desarrollo en el área. El emplazamiento de filones de cuarzo está controlado por el desarrollo de la fracturación, coincidiendo en su dirección (N135-N140) con la de la familia de fallas de desarrollo principal.

-En el estudio de meso y microestructuras se han considerado estructuras planares (esquistosidad) y lineares.

Las dos principales esquistosidades de plano axial, S_1 (N39E) y S_2 (N144E) están asociadas a pliegues P_1 y P_2 respectivamente, son fuertemente penetrativas en las rocas pelíticas y condicionan la orientación de minerales arcillosos y micáceos, siendo frecuente el enmascaramiento de la S_1 por la superposición de S_2 .

Los ejes de mesopliegues tienen dirección N122E y N137E y son abundantes los micropliegues. También es frecuente un boudinage asociado a pliegues P_2 .

La intersección de la éstratificación S_0 con las esquistosidades S_1 y S_2 y de éstas entre si, da lugar a las lineaciones l_1 , l_2 y l'_2 respectivamente, que son fácilmente identificables.

- En el examen de láminas delgadas al microscopio se observa que todas las litologías reflejan en mayor o menor medida la actuación de los intensos procesos tectónicos a que han estado sometidas; si bien dada la complejidad de dichos procesos es dificultoso realizar una ordenación temporal de los mismos, ya que la sucesión de etapas de deformación (compresivas y distensivas) produce la superposición de efectos y el consiguiente enmascaramiento, al que también contribuyen los intensos procesos diagenéticos que han actuado sobre estas rocas.

Los rasgos más característicos relacionados con las deformaciones tectónicas son el desarrollo de anisotropía planar en las ro-

cas samíticas y de pizarrosidad fuertemente marcada en la mayoría de las limolitas y argilitas; en menor medida se observan lineaciones minerales en pelitas, micropliegues y boudinage. La fracturación es omni presente en la generalidad de las litologías, con diferenciación en el grado de intensidad y desarrollo llegándose a identificar hasta tres - generacioens de fracturas; de presencia más restringida son asimismo - las juntas estilolíticas.

Al igual que las rocas detríticas, las carbonáticas han si do intensamente afectadas por procesos tectónicos que han quedado re flejados fundamentalmente, en la existencia de una compleja red de micro fracturas, asi como de juntas estilolíticas, e incluso en algún caso de micropliegues.

- La presencia de estructuras de deformación propias de los niveles estructurales medio e inferior, indica que durante la oro genia Hercínica los materiales estudiados se situaron en una zona pró xima al límite entre ambos niveles, mientras que durante el ciclo Alpi no los materiales presentaron un comportamiento más frágil con desarro llo de estructuras propias del nivel estructural superior.

B.- Del estudio petrológico se pueden extraer las siguien tes conclusiones:

- En las litologías aflorantes (rocas detríticas s.l. y - rocas carbonáticas), se han diferenciado en base a criterios de comp sición mineralógica, texturales y de procesos diagenéticos los siguien tes tipos petrográficos:

SAMITAS

- Cuarcitas s.l.: cuarcitas s.s., cuarcitas feldespáticas y ortocuarцитas.
- Areniscas
- Grauwacas

PELITAS

- Limolitas s.l.: limolitas s.s., limolitas feldespáticas, limolitas ferruginosas y limolitas arenosas.
- Argilitas

ROCAS CARBONÁTICAS

- Calizas
- Dolomías
- Dolomías calcáreas

- Todas las rocas estudiadas han sido afectadas por intensos procesos postsedimentarios que han desdibujado notablemente las características propias del depósito, las cuales corresponden en la actualidad a una etapa diagenética avanzada, hecho que ha dificultado enormemente su adaptación a la nomenclatura tradicional. Los procesos petrogenéticos a los que hacemos referencia afectan de un modo genérico a todas las litologías, aunque con las lógicas diferencias en el grado de incidencia y desarrollo, debido a la variabilidad tanto de las condiciones soportadas como de las características del sedimento original.

- En las rocas detríticas se han identificado los siguientes procesos petrogenéticos:

Una intensa compactación, que se traduce en la existencia de empaquetamientos densos con reorientación de los granos y efectos de disolución por presión reflejados en los caracteres texturales.

Una extensa precipitación de cementos que produce una intensa trabazón entre los granos minerales y que proporciona una elevada cohesión a la roca. Se han identificado tres tipos de cementos: sílice, óxidos de hierro y carbonatos, siendo estos últimos minoritarios.

La cementación por sílice en forma de ópalo, calcedonia y sobretodo cuarzo, es la más generalizada, afectando con especial intensidad a las rocas samíticas.

De entre las formas citadas, el cuarzo es la más abundante apareciendo como agregados microcristalinos, en mosaicos cristalinos y también como recrecimientos sintaxiales en continuidad óptica, siendo éstos particularmente abundantes en las cuarcitas. Mientras que la cementación con carbonatos es minoritaria en las rocas detríticas, la producida por óxidos de hierro, aunque generalmente en escasos porcentajes, es de presencia constante, llegando a constituir el principal cemento en algunas litologías (areniscas y limolitas ferruginosas).

La autigénesis mineral está presente en todas las litologías estudiadas, incluyendo un extenso número de componentes mineralógicos - (mayores, menores y accesorios), pero afectando especialmente al cuarzo (con gran variedad de hábitos cristalinos), y otras variedades de

sílice (ópalo y calcedonia), a los minerales de la arcilla y a las micas (micas blancas, cloritas y biotitas), siendo estas últimas especies minerales indicativas de que se ha alcanzado la etapa filomórfica en la evolución diagenética. Otras especies mineralógicas identificadas como autigénicas aunque de presencia menos generalizada son: feldespatos, plagioclasas, piritas, turmalina, apatito, circón, rutilo y fosfatos.

La neoformación de nódulos de cuarzo, que tras un reordenamiento de las redes cristalográficas pueden llegar a constituir monocristales de formas subesféricas y elipsoidales, constituye uno de los aspectos más interesantes de los procesos diagenéticos observados. La génesis de estos nódulos que se presentan como lineaciones, aunque también existen aislados o distribuidos aleatoriamente, parece guardar una estrecha relación con esfuerzos tectónicos dirigidos. Su presencia característica en las denominadas grauwacas, aunque también se han observado en pelitas, se restringe fundamentalmente a rocas del Precámbrico, Cámbrico y Ordovícico inferior.

En relación con este proceso se ha constatado el hecho de que las rocas cuarcíticas de la Formación Cuarcita de Bámbola, descritas normalmente como microconglomeráticas, no deben ser consideradas como tales, ya que los "granos" o "cantos" que le confieren dicho aspecto responden al comentado proceso de neoformación de nódulos de cuarzo, que en esta Formación es particularmente intenso, adquiriendo dichos nódulos gran desarrollo y tamaño. Incluso es posible, aún cuando esto sólo puede ser anotado como hipótesis, que la roca original no fuese una grauwaca, sino una pelita o limolita.

La recristalización y la silicificación son intensas y comunes a todas las litologías. Máximos exponentes del intenso proceso de silicificación son los filones de cuarzo, de los cuales existen unos, los de mayor representatividad y que llegan a alcanzar longitudes de cientos de metros, que están asociados íntimamente al proceso de fracturación ocupando normalmente grandes fracturas; en tanto que otros son resultado de la asimilación y sustitución de alguno de los tipos de roca que pasan a adoptar aspecto filoniano; estos últimos pueden o no estar relacionados con las fracturas.

Los procesos de alteración diagenética involucran a gran número de especies minerales, y se observan en todas las litologías, con diferenciaciones en el grado de intensidad y desarrollo. Los minerales más afectados son los filosilicatos (minerales de la arcilla y micas) sometidos a intensos procesos de transformación, por agradación, sustitución y neoformación. También son frecuentes la alteración de piritas a óxidos de hierro y la de feldespatos; de forma más restringida existen procesos de sustitución mineralógica que afectan a buen número de especies minerales.

Los procesos diagenéticos comentados (cementación, silicificación, alteración diagenética, etc) sugieren la existencia de una intensa removilización y fijación posterior de materia, que afecta a diversos elementos con diferente origen y con formas de transporte distintas.

Las principales fuentes y procesos de liberación observados para la sílice son: la disolución por presión, la reorganización de los

minerales de la arcilla, la alteración mineral (especialmente a feldespatos) y los aportes alógenos, entre los que se incluyen tanto la sílice expulsada por compactación de niveles inferiores, como la que podría tener un origen extraño al sistema sedimentario (posibles procesos hidrotermales o neumatolíticos).

El origen de los carbonatos que constituyen los cementos hay que buscarlo en virtud de la expulsión de fluidos saturados procedentes de las formaciones carbonáticas intercaladas entre las detriticas. Los carbonatos de relleno de fracturas tendrían un origen reciente situado en fases tectónicas distensivas del ciclo alpino.

Para el caso del hierro, su liberación se ha podido producir por oxidación de piritas, alteración de ferromagnesianos, reordenación de arcillas y por aportes exógenos, existiendo en la actualidad procesos movilizados de hierro.

En todos los procesos comentados es necesario un sistema de aporte-emigración de iones y en nuestro caso, dos son las formas de transporte posibles: difusión e infiltración. El proceso de difusión sería el de mayor trascendencia, en cuanto que habría permitido la removilización de materia causante en mayor grado del aspecto de las rocas tal como se presentan en la actualidad; las dos principales formas de difusión serían por borde de grano y a través de los fluidos intergranulares.

La infiltración puede haber sido importante en una primera etapa, pero sus efectos habrían sido obliterados por los cambios posteriores. Sin embargo, en la epidiagénesis y tras la intensa fracturación habría vuelto a adquirir un papel preponderante, con una actividad que llegaría hasta nuestros días.

- En las rocas carbonáticas los procesos petrogenéticos -
identificados son los siguientes:

La intensa compactación y la cementación, con calcita en rocas que conservan textura de depósito y con dolomita y dolomita ferrosa para las que presentan textura de recristalización (dolomías y dolomías calcáreas). También y de forma minoritaria existen localmente cementos de óxidos de hierro.

La recristalización de los carbonatos es generalizada y también lo es la autigénesis mineral, que involucra además de a los carbonatos (calcita, dolomita y dolomita ferrosa) a minerales de la arcilla, micas blancas, pirritas y cuarzo que generalmente están presentes en escasos porcentajes.

El proceso más característico es el de dolomitización, producido por la sustitución parcial o total de calcita por dolomita, que afecta a la mayoría de las rocas carbonáticas. Desechando la hipótesis de precipitación de dolomita primaria, el magnesio podría proceder en una pequeña parte de la propia calcita y de restos orgánicos sin depósito, pero fundamentalmente su origen hay que buscarlo en el liberado en la reorganización de las arcillas, que sobrepasaría la profundidad de compensación magnesio-potasio, con liberación del primero y fijación del segundo.

La dolomitización no ha llegado a producirse en la Formación Calizas de Cistideos, y aunque es generalizada en la Formación Dolomías de Ribota, no es total, existiendo en esta última calizas - con textura de depósito.

C.- El estudio de las láminas delgadas por microscopía polarizante, pone de manifiesto la existencia de unos componentes mineralógicos, que aunque presentes con porcentajes diferentes en función de los distintos tipos petrográficos, son bastante constantes en las formaciones estudiadas.

En las rocas detríticas, el cuarzo es un componente fundamental, con variedad de tamaños y formas cristalinas (cripto, microcristalino, cristales alotriomorfos, subredondeados, redondeados, elipsoidales, subidiomorfos, idiomorfos...) tanto autigénico como detrítico, predominando en algunas litologías el primero; presentan generalmente extinciones ondulantes y formas elongadas, reflejo de procesos tensoactivos. Otras formas de sílice bastante comunes son el ópalo y la calcedonia (a veces fibrosa).

Los minerales de la arcilla son omnipresentes, aunque con diferentes porcentajes; generalmente presentan orientación fluidal en las samitas, y en las pelitas aparecen fuertemente orientados como consecuencia del desarrollo de pizarrosidad. Las micas blancas, de presencia constante, aparecen también generalmente orientadas, con hábitos aciculares y prismáticos, hábitos que también presentan las escasas biotitas. En cuanto a las cloritas, a veces se han observado en texturas coroníticas de alteración de feldespatos.

Los feldespatos, tanto autigénicos como detríticos, son bastante frecuentes; presentan hábitos variados (subangulosos, subidiomorfos, idiomorfos) y son fundamentalmente ortosa y microclina. Lo comentado para los feldespatos se puede hacer extensivo a las escasas plagioclasas (albita) presentes.

Finalmente como componentes accesorios más frecuentes destacan: turmalina (con formas tabulares y redondeadas), circón (con formas ovaladas), rutilo, apatitos (tabulares y de pequeño tamaño frecuentemente incluidos en cuarzo), piritas (idiomorfos, framboidales), fosfatos (en masas irregulares) y opacos.

En las rocas carbonáticas los constituyentes ortoquímicos fundamentales, calcita, dolomita y dolomita ferrosa, presentan tamaños variables (micrítico, microesparítico, esparítico) y formas cristalinas diversas (alotriomorfos, subidiomorfos-idiomorfos), siendo frecuente su disposición en mosaicos cristalinos.

- Del estudio mineralógico por difracción de rayos X se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- El análisis mineralógico cualitativo revela la existencia de una composición mineralógica bastante homogénea, constituida por la paragénesis siguiente: $\text{ilita} + \text{cuarzo} + \text{clorita} + \text{feldespatos} + \text{caolinita} + \text{plagioclasas} + \text{interestratificados} + \text{pirofilita} + \text{serpentina} + \text{bertierita} + \text{goethita} + \text{magnetita} + \text{gibbsita}$. Es característica la presencia constante de ilita y cuarzo, siendo además bastante frecuente la presencia de clorita, feldespatos y caolinita, mientras que los minerales restantes están presentes de forma esporádica.

- Por lo que respecta a los filosilicatos, la ilita-moscovita es el mineral predominante, presentando una elevada cristalinidad (politipo 2M). Las cloritas, de presencia muy constante, aparecen también con elevada cristalinidad en las rocas pelíticas del Precámbrico y Cám-

brico, disminuyendo dicha cristalinidad en las rocas de edades posteriores; en ellas se puede observar en algunos casos la alteración epidiagenética clorita-vermiculita. La caolinita, aunque es bastante frecuente, tiene carácter minoritario, al igual que sucede con la pirofilita, la serpentina-bertierita y los interestratificados originados por alteración epidiagenética, que están presentes de forma esporádica.

- El origen de las ilitas responde a una recristalización diagenética fuerte y de tránsito al metamorfismo; igualmente la génesis de las cloritas responde a fenómenos de autigénesis por agradación diagenética de los minerales de la arcilla ricos en hierro y magnesio. La pirofilita se ha neoformado en el curso de la diagénesis avanzada.

El análisis de parámetros cristaloquímicos y de paragénesis obtenidas en el estudio mediante DRX, muestra claramente que las rocas han llegado a situarse en el dominio anquimetamórfico.

En efecto, los parámetros cristaloquímicos de las micas blancas determinados en difractogramas de polvo cristalino y agregado orientado ("cristalinidad de la ilita" y "tamaño de cristalito"), dan una proyección de las ilitas en los diagramas de ESQUEVIN (1969) y WEBER (1976) respectivamente, que corresponde a una situación comprendida entre la anquizona y la epizona, predominando ésta última. Sin embargo la ausencia en nuestras muestras de minerales propiamente metamórficos, así como la presencia aunque minoritaria bastante constante de caolinita, apuntan al hecho de que únicamente se hayan alcanzado unas condiciones termodinámicas de presión y temperatura bajas, correspondientes a las existentes en la anquizona.

Análogamente, la presencia prácticamente constante de la paragénesis ilita-clorita, conocida por la "facies de ilita-clorita", es indicativa del ambiente termodinámico existente en la zona de tránsito situada entre la diagénesis profunda y el inicio del metamorfismo.

Por otra parte, la anquizona está caracterizada por la elevada cristalinidad de la ilita, la existencia del politipo 2M, la probable presencia de pirofilita y la de la facies ilita-clorita, aspectos que reúnen las rocas pelíticas estudiadas.

Las modificaciones que se han producido en las rocas durante el anquimetamorfismo son resultado del incremento de presión y temperatura; y la diversidad de respuesta se corresponde con las distintas composiciones y texturas de la roca original. Dado que existen suficientes datos como para poder asegurar que la temperatura se ha mantenido siempre por debajo de los 200°C, hay que suponer que el factor modificador más importante y ajeno al sistema es la presión.

Como por otra parte hemos comprobado que existe una gran variabilidad de caracteres en rocas de la misma edad y composición, en tanto que son semejantes en rocas de diferentes edades, hay que suponer que la presión confinante tendría importancia hasta un determinado grado de transformación, a partir del cual sería mucho más importante la acción de presiones dirigidas, que en definitiva serían las que conferirían a las rocas su aspecto pizarroso.

A P E N D I C E

I.- DESCRIPCION PETROLOGICA Y PETROGRAFICA DE LAMINAS
DELGADAS.

ESTUDIO PETROGRAFICO DE LAS MUESTRAS DE LA COLUMNA I. BARRIO PIETAS.N3-61.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 1 de la columna I (ver columna). Se trata de limolitas carbonosas foliadas, de color verde - oscuro, lustrosas, y con abundantes filoncillos milimétricos de cuarzo; presentan aspecto masivo.

Es una pelita con tamaño de los cristales comprendido entre 10 y 40 micras. Los cristales son alotriomorfos, con contactos suturados.

Existe pizarrosidad y laminación flaser, esta última diferenciada por el tamaño de grano y por un mayor contenido de querógeno. Hay un sistema de grietas de espesor milimétrico normalmente rellenas por - cristalitas de cuarzo, a los que con frecuencia se asocia el querógeno; estas vetillas de cuarzo se disponen subparalelas a la estratificación aprovechando zonas de debilidad. Se observan crecimientos interpenetrados de cuarzo y micas blancas.

La mineralogía está representada por cuarzo, minerales arcilloso-micáceos y micas blancas, todos ellos autigénicos, constituyendo el 93.5 del total. Como accesorios hay opacos, circón, turmalina y apatito que no superan el 1 %, también hay querógeno (2%) y trazas de óxidos de hierro.

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo, pudiéndose observar diferentes estadios en el grado evolutivo de cristalización, desde masas de microcristales casi indiferenciadas hasta cristales bien - individualizados; en algunos cristales se observan procesos de anastomosamiento y reordenación estructural, y también hay cuarzo como cemento en continuidad óptica; además de minerales arcilloso-micáceos y micas blancas aciculares.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.

- La recristalización y la silicificación.

N3-62. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 1 de la Columna I (Ver columna). Se trata de limolitas, de carácter arenoso, de color pardo-verdoso oscuro, situadas cerca de un filón de cuarzo de 50 cm. de espesor.

Es una pelita con tamaño de grano comprendido entre 8 y 40 micras. Los cristales son subangulosos, alotriomorfos, recrecidos, con contactos suturados.

Se observa un sistema de grietas rellenas por cristales de cuarzo, intersectadas por otro sistema de grietas más tardías y estrechas rellenas por óxidos de Fe, a partir de las cuales se ha producido una difusión netamente diferenciada hacia la masa de la pelita. Las tensiones que dieron origen a este segundo sistema de fracturas removilizaron el anterior, de tal forma que se observan modificaciones en la dirección que se acomoda a la traza de las primitivas.

Se aprecia pizarrosidad y lo más relevante es la existencia de un boudinage constituido por cuarzo en microcristales y cristales de considerable tamaño que afecta también a la disposición de los minerales de arcilla; se observa asimismo una diferenciación en nódulos por estiramiento del boudinage.

En cuanto a la mineralogía, está representada por abundante cuarzo, ópalo, calcedonia y minerales arcillosos y micáceos (micas blancas), todos ellos autigénicos, constituyendo el 96 % del total; como accesorios destacan opacos, circón y apatito que no superarn el 1 %, en tanto que los óxidos de Fe representan un 5 %.

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo microcristalino, en cristales de mayor tamaño y mejor definidos, y como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcilloso-micáceos, micas blancas, ópalo y calcedonia.

- El recrecimiento sintaxial de cuarzo.

- La neoformación de nódulos de cuarzo.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La recristalización y la silicificación.

N3-63. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 1, de la columna I (ver columna). Se trata de grauwacas recristalizadas, de color gris oscuro, situada en una zona con abundantes filoncillos de cuarzo.

Es una samita heterométrica con tamaños comprendidos entre 25 y 300 micras, siendo los más abundantes de 130 a 180 micras. Los cristales - tienen formas de subredondeadas a redondeadas y normalmente están recrecidos con contactos tanto puntuales como largos.

Existen algunas fracturas muy estrechas rellenas fundamentalmente - por óxidos de Fe, y de distribución irregular; localmente aparecen rellenas por microcristales de cuarzo. Se observa orientación mineralógica de los cristales subredondeados y elongados de cuarzo.

En cuanto a la mineralogía, la mayor parte de los elementos figurativos, corresponden a minerales autigénicos: calcedonia y cuarzo (69 %) Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (micas blancas) (27 %) del total, como accesorios y sin superar el 1 % destacan circón, apatito, - opacos, turmalina y algunos feldespatos. Hay piritas (1 %) y óxidos de Fe en hilillos (2 %).

Respecto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo, pudiéndose observar todos los estadios evolutivos: calcedonia, cuarzo cripto y micro cristalino, en cristales bien definidos y también como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcilloso-micáceos, micas blancas y pirita.

- La neoformación de nódulos de cuarzo. Este proceso es muy intenso dando lugar a cristales de cuarzo de considerable tamaño y de formas - subredondeadas a redondeadas.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento, llegando a constituir del 20 al 25 %.

- El recrecimiento de cristales de cuarzo.

- La recristalización al igual que la silicificación son intensas.

N3-64.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 1 de la columna I (ver columna). Se trata de limolitas arenosas pardo-verdosas oscuras, se observan lineaciones minerales y se sitúan cercanas al contacto con las cuarcitas de Bámbola.

Es una pelita arenosa de tamaño cristalino comprendido entre 10 y 120 micras, con dos modas de tamaño 8-20 micras y 80-100 micras. Los cristales son subredondeados a redondeados, recrecidos, algunos son idiomorfos; los contactos son puntuales y largos.

Hay una fracturación intensa de distribución irregular con dos sistemas principales, el uno está constituido por fracturas rellenadas por cristales de cuarzo y calcedonia, en una de ellas se observa un deslizamiento de la materia cristalina plano sobre plano, existiendo al menos dos etapas de generación, ya que una de estas fracturas corta e inflexiona a otras más pequeñas. El otro sistema es posterior y lo integran estrechas fracturillas rellenas por óxidos de Fe. Existe pizarrosidad, así como un microplegamiento levemente esbozado.

En cuanto a la mineralogía, aunque se reconoce la existencia de cuarzo de origen detrítico, la mayor parte de los elementos figurativos corresponden a minerales autigénicos: cuarzo y calcedonia (57 %) y minerales arcillosos y micáceos (micas blancas) (35 %). Como accesorios destacan: opacos, circón, apatito, rutilo, feldspatos y abundantes piritas (5 %), siendo relativamente abundantes los óxidos de Fe (3 %).

Los procesos más destacables son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo en microcristales, cristales de mayor tamaño, y como cemento en continuidad óptica; además de calcedonia, minerales arcilloso-micáceos, piritas y apatito.
- El intenso recrecimiento de cuarzo syntaxial a partir de granos de cuarzo detrítico.
- La neoformación de nódulos de cuarzo con formas de subredondeadas a redondeadas.
- El crecimiento interpenetrado de cristales de cuarzo y micas.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.
- La recristalización y la silicificación.

N3-60.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 2, de la Columna I (ver columna). Se trata de grauwacas de color pardo, estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor, situadas en una zona de intensa tectonización, cercanas a las Pizarras de Paracuellos.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 10 y 200 micras, con dos modas de diametro 10-20 y 150-180 micras. Los cristales son subangulosos a subredondeados, recrecidos, con contactos puntuales y largos, e incluso, localmente suturados.

Existen fracturas rellenas por cuarzo microcristalino. Se observa orientación mineralógica de los cristales de cuarzo, mientras que las piritas aparecen alineadas y los minerales arcillosos y micáceos adoptan una disposición fluidal, como respuesta a la existencia de pizarrosidad.

La mineralogía está constituida por minerales en su mayoría autigénicos. Fundamentales: cuarzo (64%). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (micas blancas, aciculares) (30%). Como accesorios destacan: opacos, circón, apatito, ilmenita, algunos feldespatos y piritas (3%). Hay óxidos de Fe que actúan como cemento (3%).

Respecto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo con variedad de formas cristalinas: microcristalino y en cristales mejor definidos, algunos con formas amigdalares y también como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcillosos y micáceos, circón y piritas.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial.

- La neoformación de nódulos de cuarzo, con formas subangulosas y algunos amigdalares.

- La transformación de los minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La recristalización y la silicificación.

N3-59. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 2, de la Columna I (Ver - columna). Se trata de areniscas cuarcíticas con matriz, de color pardo claro, pudiéndose observar la orientación de los "granos" minerales en micropliegues. Se disponen en niveles de 20 cm. de espesor, en uno de los cuales se observa boudinage. Toda la zona está intensamente tectonizada.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 10 y 500 micras con dos modas de diámetro 10-20 y 250-375 micras. Los cristales son subredondeados, a veces subangulosos, recrecidos con contactos puntuales y largos, ocasionalmente suturados.

Hay algunas fracturas rellenas con cristales de cuarzo. Existe una orientación mineralógica no muy marcada, e incluso se observa un leve microplegamiento.

La mineralogía está constituida por minerales en su mayoría autigénicos. Fundamentales: cuarzo (85,5 %). Secundarios: minerales arcilloso-micáceos y micas blancas (12 %). Accesorios: opacos, apatito y algunos circones (0,3 %); hay óxidos de Fe en hilillos y rodeando los cristales (2 %).

Como procesos más relevantes destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo, microcristalino y en cristales, a veces constituyendo un mosaico; y también como cemento - en continuidad óptica, además de minerales arcillosos y micáceos.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial.

- La neoformación de nódulos de cuarzo, con formas de subangulosas a subredondeadas, siendo este proceso uno de los más importantes.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La recristalización y la silicificación son intensas en toda la roca.

N3-58. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 2 de la columna I (ver columna). Se trata de cuarcitas de colores cremas y pardos claros, de aspecto masivo, dentro de una estratificación en bancos potentes. Se observan lineaciones de "granos" o "cantos" minerales gruesos de hasta 2-3 cm. de diámetro, aunque en ocasiones no están orientados. En la zona hay filones de cuarzo de hasta 80 cm. de espesor, observándose que el aporte de sílice ha modificado la composición inicial de la roca, de tal modo que permanecen, dentro del filón, masas de roca con la composición y características originales. Existe una intensa tectonización observándose brechas de falla.

Es una cuarcita de tamaño cristalino comprendido entre 250-1.000 micras, predominando el de 400 micras. Los cristales son subangulosos a subredondeados, recrecidos, con contactos largos y frecuentemente suturados.

Hay una fracturación de distribución irregular, rellena por cristallitos de cuarzo.

La mineralogía responde en su mayoría a minerales autigénicos, fundamentalmente de cuarzo, que existe como cuarzo microcristalino que actúa como cemento entre cristales de cuarzo recrecidos (88 %), además de minerales arcillosos y micáceos (8 %). Hay escasos accesorios: circón, apatito, micas blancas y piritas (2 %) y óxidos de Fe que no supera el 2 % en finos hilillos y contorneando los cristales.

Los procesos más destacables son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino o como grandes cristales y como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcillosos y micáceos y piritas.

- La transformación intensa de minerales arcillosos y micáceos que están íntimamente relacionados con cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La neoformación de nódulos de cuarzo, que engloban en su interior minerales de arcilla; los nódulos son abundantes y no han alcanzado grandes tamaños, lo que hace suponer que ha habido gran número de núcleos que han crecido juntos.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial.

- La recristalización y la silicificación.

N3-56.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 2 de la columna I (ver columna). Se trata de areniscas cuarzosas con matriz abundante, de color crema y pardo claro, estratificadas en bancos potentes que superan los 0,5 m. de espesor. Hay filoncillos de cuarzo tanto paralelos como oblicuos a la estratificación, y lineaciones minerales de "granos" de cuarzo preferentemente asociados a aquellos estratos en los que hay filoncillos de cuarzo.

Es una samita de tamaño cristalino muy variable de 50 a 3.000 micras (cuarzo) y 5-10 micras (minerales arcillosos). Los cristales son subredondados, recrecidos y en su mayoría aparecen separados por una matriz cemento, aunque localmente existen contactos puntuales e incluso largos.

La fracturación es muy escasa, observándose una sola fractura rellena parcialmente por microcristales de cuarzo. Se aprecia orientación mineralógica.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por cristales autigénicos, fundamentalmente cuarzo, existente como cuarzo microcristalino - que actúa como cemento, también cristales recrecidos y como cemento en continuidad óptica (82 %), además de minerales arcillosos y micáceos de la matriz-cemento, representando el 16 %. Como accesorios destacan: opacos, apatito, circón, turmalinas, feldespatos y algunas piritas (1 %). También hay óxidos de Fe (1 %) en finos hilillos contorneando los cristales.

Los procesos más relevantes son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino que actúa como cemento, en cristales bien definidos y como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcillosos y micáceos y de accesorios (turmalina, piritas, etc.)

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial.

- La neoformación de nódulos de cuarzo, que engloban en su interior minerales arcillosos y micáceos y presentan formas redondeadas. Hay mosaicos

cos policristalinos que evolucionan posteriormente a monocristales.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.

- La alteración de piritas a óxidos de Fe.

- La recristalización y la silicificación.

N3-55. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 3 de la columna I (ver columna). Se trata de grauwacas recristalizadas de color ocre-pardo, ligeramente foliadas, estratificadas en niveles de 30 a 40 cm. de espesor; presentan filoncillos de cuarzo de espesor milimétricos a centimétricos.

Es una samita con tamaño cristalino muy variable comprendido entre 5-10 micras y 600 micras, con 80-100 micras de tamaño medio. Los cristales son subangulosos y algunos subredondeados, con signos evidentes de -recrecimiento, normalmente aparecen separados por los minerales de la matriz, aunque también existen contactos puntuales y largos.

Existen algunas fracturillas de escasa continuidad rellenas por -óxidos de Fe. Se observa orientación mineralógica claramente marcada por los cristales elongados de cuarzo, mientras que los minerales arcilloso-micáceos adoptan una disposición fluidal, como respuesta al desarrollo -de la pizarrosidad. Se aprecia un microplegamiento levemente esbozado, -así como franjas dislocadas por efectos tensionales.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por minerales auti-génicos: Fundamentales: cuarzo (66 %). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (micas blancas) (20 %) y feldspatos (7 %). Como accesorios se encuentran: turmalina, circón, apatito, rutilo, piritas y opacos con un (3 %). Hay óxidos de Fe en hilillos contorneando cristales y relleno de grietas (4 %).

Respecto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral de: cuarzo (como cuarzo microcristalino, en cristales bien definidos y como cemento en continuidad óptica), minerales arcillosos y micáceos, feldspatos y piritas.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, observándose como el cuarzo microcristalino adopta formas amigdalares. También se produce el crecimiento de cuarzo condicionado y a favor de sombras de presión de otros minerales (pirita).

- La neoformación de nodulos de cuarzo.

- La transformación intensa de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La alteración de piritas a óxidos de Fe y la alteración de feldspatos a minerales arcillosos.

- La sustitución de cuarzo (nódulos y cristales) por piritas.

N3-54. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 3 de la Columna I (ver - columna). Se trata de limolitas de color pardo oscuro, afectadas por un - proceso de mineralización que se discretiza en amigdalas y filones de - cuarzo, confiriéndolas un aspecto brechoide. Fuertemente afectadas por esquistosidad, son visibles estructuras de flujo y pliegues sigmoidales.

Es una pelita de tamaño cristalino medio comprendido entre 5-20 micras, aunque algunos cristales de cuarzo alcanzan hasta 100 micras. Los cristales son alotriomorfos, recrecidos, con contactos suturados.

Hay una fracturación de distribución irregular y muy densa, con dos sistemas principales. El uno está constituido por fracturas gruesas rellenas por cristales de cuarzo, en algunas de ellas la disposición de - los cristales es oblicua a las paredes de la fractura. El otro sistema - es posterior y está integrado por estrechas fracturillas rellenas por óxi - dos de Fe, que a menudo cortan y desplazan en escalón a las anteriores; - así, es frecuente observar en los espacios delimitados por el cruce de - fracturas la disposición normal de los cristales de cuarzo y la existen - cia de calcedonia, lo que indica que la generación de las fracturillas re - llenas por óxidos de Fe no es anterior al Jurásico.

Existen dos niveles constituidos por material más lutítico, que pre - sentan formas sigmoidales sin llegar a constituir micropliegues y que apa - recen afectados por pizarrosidad. Asimismo, se observa orientación minera - lógica preferente.

La mineralogía está constituida por minerales autigénicos de cuarzo, calcedonia y minerales arcilloso-micáceos, micas blancas (94 %); como ac - cesorios destacan: opacos, turmalina, circón y apatito (1 %). Hay óxidos de Fe (5 %).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo microcristalino, en cristales de mayor tamaño y como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcillosos y micáceos y calcedonia.

- El recrecimiento sintaxial de cuarzo favorecido en zonas de som - bras de presión.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo mi - crocristalino que actúa como cemento.

- La recristalización y la silicificación.

ESTUDIO PETROGRAFICO DE LAS MUESTRAS DE LA COLUMNA II. VERTICE DEL NEVERA

N3-66.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 2, de la Columna II (ver columna). Se trata de limolitas arenosas de color pardo, intercaladas entre niveles de cuarcitas.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 5 y 200 micras, con dos modas de diámetro 5-20 y 80-100 micras. Los cristales son de subangulosos a subredondeados, recrecidos, flotando en la matriz lutítica, aunque a veces presentan contactos largos.

Hay dos sistemas de fracturas, unas son de tamaño considerable y están en su mayoría rellenas por cristales de cuarzo, las otras son estrechas y están rellenas por óxidos de Fe, éstas desplazan frecuentemente a las anteriores en escalón. Se aprecian cristales de cuarzo autigénicos deformados que han crecido durante la deformación. Se observa un bandeo de esquistosidad en alternancia, con diferenciación de tamaño de grano, desde lutita a limolita gruesa. Igualmente existe pizarrosidad, de forma que tanto esta como el bandeo responden al desarrollo de un flujo bajo tensión.

En cuanto a la mineralogía, aunque se reconoce la existencia de cuarzo detrítico, la mayor parte de los minerales son autigénicos: cuarzo y ópalo (50%) y minerales arcillosos y micáceos (30%); como accesorios: opacos, turmalina, circón, apatito incluido en cuarzo autigénico y feldspatos (2%). Hay óxidos de Fe de relleno de grietas y en finas hiladas contorneando los cristales (8%).

Los procesos más relevantes son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo en todas sus formas: criptocristalino, microcristalino, en cristales grandes con formas redondeadas y subidiomorfos y como cemento en continuidad óptica; también de minerales arcillosos y micáceos, turmalina, ópalo, micas blancas, apatito.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, unas veces a favor de colas de presión, otras como recrecimientos de granos de cuarzo detrítico adquiridos

do formas de subredondeadas a redondeadas.

- La neoformación de nódulos elipsoidales de cuarzo.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.
- La alteración de feldspatos a minerales arcillosos.
- La recristalización y la silicificación.

N3-67. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 2, de la columna II (ver columna). Se trata de cuarcitas masivas, de colores cremas y muy recristalizadas, con filoncillos de cuarzo.

Es una samita de tamaño cristalino muy variable de 25 a 5.000 micras, predominando el de 300 micras. Los cristales son subangulosos, subredondeados y alotriomorfos, recrecidos, con contactos suturados. Hay un sistema denso de fracturas estrechas que mantienen un cierto paralelismo y que están rellenas por microcristales de cuarzo; esta fracturación es posterior a la neoformación de cristales de cuarzo y turmalina a los que rompe, con posterioridad ha habido una recristalización del cuarzo que ha borrado las fracturas. Existen otras grietas estrechas rellenas por óxidos de Fe. Los cristales de mayor tamaño presentan una cierta orientación mineralógica.

La mineralogía está constituida por cristales autigénicos de cuarzo que constituyen el 93 % del total; como accesorios destacan: opacos, turmalina, micas blancas, apatitos con coronas, fosfatos, rutilo y abundantes pirritas (2 %), también escasos minerales arcillosos y micáceos (1 %) Hay óxidos de Fe en un 4 %.

Respecto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales de formas variadas y de tamaño considerable, en mosaico macrocristalino y como cemento en continuidad óptica, además de micas - blancas, pirritas, apatitos con formas tabulares, turmalina y fosfatos.

- El recrecimiento intenso de cuarzo sintaxial.

- La intensa transformación de minerales arcillosos y micáceos, con formación de cuarzo-microcristalino que actúa como cemento.

- La recristalización y la silicificación muy intensas.

N3-68. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 2, de la columna II (ver columna). Se trata de cuartitas masivas de colores cremas-pardos claros, con presencia de filoncillos de cuarzo.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 10 y 400 micras con predominio del de 80-100 micras. Los cristales son subredondeados, subangulosos, recrecidos, con contactos largos, localmente suturados y empastados en el cemento de cuarzo microcristalino.

Se observan escasas fracturas rellenas por cristales de cuarzo. Los cristales presentan sombras de presión y han sido sometidos a esfuerzos tensionales. Se aprecia orientación mineralógica de los cristales elongados de cuarzo.

La mineralogía está constituida en su mayoría por cristales autigénicos, aunque se reconoce la probable existencia de clastos de cuarzo detrítico redondeados y recrecidos. Fundamentales: cuarzo y calcedonia (85 %). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (4 %) y algunos feldespatos alterados (1 %). Accesorios: apatitos incluidos en cuarzo, opacos, rutilo, micas blancas, piritas, turmalina (muy escasa) (2 %). Hay óxidos de Fe en hilillos y contorneando los cristales que actúa como cemento (8 %).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo, tanto en cristales grandes, como en forma de mosaicos microcristalinos actuando como cemento, en un porcentaje muy abundante de hasta el 40 % y también como cemento en continuidad óptica, además de calcedonia, minerales arcillosos y micáceos, micas blancas, piritas y apatito.
- El recrecimiento de cuarzo syntaxial. Otras veces el crecimiento cristalino se realiza a favor de colas de presión, adquiriendo formas lenticulares.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.
- La alteración de feldespatos a minerales arcillosos.
- La recristalización y la silicificación.

N3-74. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 3, de la columna II (ver columna). Se trata de grauwacas feldespáticas de color marrón, con piritas y pirolusita. Las piritas se disponen en bandas asociadas a zonas bituminosas y paralelas a la estratificación de la que quedan relictos, - marcada por la intercalación de niveles pelíticos. Se observa una intensa bioturbación a modo de tubos perforantes que afectan fundamentalmente a los niveles pelíticos.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 5 y 100 micras, con dos modas de diámetro 5-15 micras y 60-80 micras. Los cristales son de subangulosos a subredondeados, recrecidos y aparecen flotando en la matriz de material lutítico, aunque localmente presentan contactos puntuales y largos. Los minerales accesorios tienen formas subredondeadas.

Hay algunas grietillas estrechas rellenas por óxidos de Fe. Se observa un bandeo mineralógico, marcado por la diferencia de tamaño de grano y por la mayor abundancia de materia orgánica. Se observa una dirección de esquistosidad, especialmente marcada por la materia orgánica, que parece no coincidir con la orientación mineralógica que presentan los cristales de cuarzo y las micas blancas aciculares.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por cristales autigénicos: cuarzo (48 %), feldespatos (microclina, 25 %), y minerales arcillosos y micáceos (22 %). Como accesorios destacan: opacos, turmalina, - circón, apatito en inclusiones en cuarzo, micas blancas, cloritas y plagioclasas (1,5 %). Hay óxidos de Fe en un porcentaje muy escaso que no supera el 1 % y materia orgánica transformada (3 %).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo, como cuarzo micro y criptocristalino que actúa como cemento, en cristales de subidiomorfos a idiomorfos, con formas redondeadas y amigdalares y como cemento en - continuidad óptica; además de minerales arcillosos y micáceos, micas blancas, feldespatos con formas de redondeadas a idiomorfos-subidiomorfos, plagioclasas, cloritas, rutilo, apatito y turmalina.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial, que a veces se produce a favor de colas de presión e incluso a resguardo de minerales micáceos de considerable tamaño .

- La neoformación de nódulos de cuarzo.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La neoformación de cuarzo epitaxial a favor de sombras de micas blancas.

- La recristalización es intensa, siendo este proceso más manifiesto según zonas, al igual que la silicificación.

ESTUDIO PETROGRAFICO DE LAS MUESTRAS DE LA COLUMNA III. BARRANCO DE VAL-
TUERTO.

N3-16.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 1, de la Columna III (ver columna). Se trata de limolitas feldespáticas, de color ocre verdoso, que aparecen intercaladas entre areniscas y cuarcitas; y estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor. Presentan filoncillos de cuarzo paralelos y oblicuos a la estratificación, están diaclasadas y se observan trenes de ripples paralelos y estratificación cruzada.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 7 y 70 micras, predominando el tamaño de 40 micras. Los cristales presentan formas de subangulosas a subredondeadas, recrecidos, con contactos largos, puntualmente suturados y cóncavo-convexos. Los accesorios tienen formas subredondeadas.

Hay un sistema de fracturas de distribución irregular, algunas de ellas rellenas de cristales de cuarzo y piritas; además hay grietas estrechas rellenas por óxidos de Fe. Existe un bandeado, diferenciado por el tamaño de grano y por la mayor acumulación de materia orgánica, probable vestigio de una estructura sedimentaria; en las bandas de material lutítico los minerales micáceos adoptan una disposición orientada en zig-zag.

En cuanto a la mineralogía, aunque se reconoce la existencia de cuarzo de origen detrítico muy recrecido, así como la presencia de feldespatos con formas redondeadas, la mayor parte de los elementos figurativos son autigénicos. Fundamentales: cuarzo (50%) y feldespatos (35%). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (9%) y plagioclasas (albita, 1%). Accesorios: opacos, circón, rutilo y piritas (con inclusiones de cuarzo y micas) (2%). Hay óxidos de Fe (3%).

Los procesos más relevantes son:

- La autigénesis mineral, de cuarzo en cristales de formas variadas, algunos subidiomorfos, como cuarzo microcristalino que actúa como cemento y también como cemento en continuidad óptica; además de feldespatos, minerales arcillosos y micáceos, plagioclasas y piritas.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial a partir de granos detríticos.
- La alteración de feldespatos, y la de piritas a óxidos de Fe.
- El crecimiento de cuarzo epitaxial a favor de sombras de piritas.
- La disolución por presión marcada por la existencia de contactos cóncavo-convexos.
- La recristalización y silicificación marcadas.

N3-17.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 2, de la columna III (ver columna). Se trata de limolitas feldespáticas, de color negro-verdoso y de tacto muy fino, están afectadas por una esquistosidad penetrativa.

El tamaño cristalino está comprendido entre 5 y 70 micras, predominando el de 50 micras: Los cristales son subangulosos algunos subredondados, e incluso subidiomorfos-idiomorfos, recrecidos, con contactos largos y localmente suturados.

Hay algunas fracturas de distribución irregular, unas parcialmente rellenas con cristales de cuarzo y otras por óxidos de Fe.

En cuanto a la mineralogía abundan los minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (54%) y feldespatos (35%). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (5%), microclina y plagioclasas (1%). Accesorios: abundantes opacos, materia orgánica transformada y circón, (2%). Hay acumulaciones de óxidos de Fe (3%).

Los procesos más relevantes son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: en cristales de subangulosos a subidiomorfos-idiomorfos, como cuarzo microcristalino y como cemento en continuidad óptica; de feldespatos en cristales idiomorfos, plagioclasas y minerales arcillosos y micáceos.
- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, dando lugar a cristales de formas variadas.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.
- La recristalización y la silicificación intensas.

N3-20. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 9, de la Columna III (ver columna). Se trata de calizas microesparíticas de color gris oscuro, ocre en fresco, estratificadas en bancos potentes de hasta 2 metros de espesor, alternando con niveles más finos decimétricos.

Es una caliza, con cristales de tamaño micrítico-microesparítico, con formas alotriomorfas, y textura de depósito conservada.

Se observa una fracturación irregular bastante densa y rellena por - macrocristales de calcita; además existen otras fracturas estrechas rellenas por óxidos de Fe, que se han generado en tres etapas: anteriores, simultáneas y posteriores a las fracturas abiertas rellenas por calcita. También se aprecia la existencia de un bandeo de óxidos de Fe.

En cuanto a la mineralogía, el 82 % está constituido por calcita, - con dos generaciones de carbonatos, la calcita micrítica-microesparítica de la masa, y los cristales esparíticos de calcita que rellenan las fracturas. Además existen otros componentes autigénicos entre los que destacan: el cuarzo (6 %), en cristales con formas amigdalares y bordes de - crecimiento muy irregulares, minerales arcillosos y micáceos (2 %) aparentemente relacionados con las grietas rellenas por óxidos de Fe y algunas piritas. Estos componentes autigénicos están dispersos en la masa y presentan orientación mineralógica. Hay también óxidos de Fe (10 %), que se disponen en bandas paralelas.

En cuanto a los procesos destacan:

- La cementación.
- La autigénesis mineral de cuarzo; minerales arcillosos y micáceos y piritas.
- La recristalización.

N3-22. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 9, de la Columna III (ver columna). Se trata de calizas micríticas-microesparíticas de color gris - oscuro, ocre en fresco, estratificadas en bancos potentes.

Es una caliza, con cristales de tamaño micrítico-microesparítico, - con formas alotriomorfas y textura de depósito. Un escaso porcentaje corresponde a una textura de recristalización, representado por la existencia de dolomita, y dolomita ferrosa.

Se observa una fracturación densa y de distribución irregular; la mayoría de las fracturas están rellenas por cristales esparíticos de calcita, en otras el relleno es de cristales esparíticos de dolomita, también existen juntas estilolíticas y estrechas grietas rellenas por óxidos de Fe. En cuanto al orden de fracturación se observa que en una primera etapa se han generado fracturas abiertas rellenas por carbonatos, en una segunda etapa se han producido las juntas estilolíticas, en una tercera etapa se produce de nuevo una fracturación abierta rellena por cristales de calcita y finalmente y con posterioridad a ésta se ha desarrollado el sistema de estrechas grietas rellenas por óxidos de Fe.

En cuanto a la mineralogía, el 97 % son carbonatos: calcita micrítica y microesparítica (92 %), y dolomita esparítica de relleno de fracturas (5 %). Además hay otros componentes autigénicos en muy escaso porcentaje como el cuarzo en pequeños cristales, (menos del 1 %) y óxidos de Fe (2 %).

Los procesos más destacables son:

- La cementación.
- La recristalización
- La autigénesis mineral en un pequeño porcentaje.
- La dolomitización
- La disolución por presión.

N3-23. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 9, de la columna III (ver columna). Se trata de dolomías calcáreas ferrosas esparíticas de color gris oscuro, ocre en fresco; estratificadas en bancos potentes de hasta 2 metros de espesor.

El tamaño de los cristales de calcita es microesparítico, con formas alotriomorfas y textura de depósito, aunque también hay una textura de recristalización constituida por cristales subredondeados micríticos de dolomita ferrosa, y cristales microesparíticos de dolomita.

Hay un sistema de fracturas denso y de distribución irregular, rellenas en su mayoría por cristales en mosaico de calcita, también hay algunas fracturas rellenas por cristales de dolomita ferrosa.

La mineralogía está constituida por un cemento de calcita microesparítica; además de intraclastos subredondeados de dolomita ferrosa esparítica y un pequeño porcentaje de dolomita en cristales microesparíticos, hay una posterior generación de carbonatos de relleno de fracturas, en cristales esparíticos, tanto de calcita como de dolomita ferrosa. En total los distintos tipos de carbonatos representan el 96 %. Otros componentes autigénicos, en escaso porcentaje, son el cuarzo en pequeños cristales (menos del 1 %), además de algunas piritas y óxidos de Fe especialmente abundantes en algunos sectores (3 %).

En cuanto a los procesos destacan:

- La cementación
- La recristalización
- La autigénesis mineral, bastante escasa
- La dolomitización.

N3-25. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 11 de la Columna III (ver columna). Se trata de cuarcitas pardas, estratificadas en niveles de 20 cm. de espesor.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 5 y 120 micras, predominando el de 70 micras. Los cristales son subangulosos, algunos subredondeados, recrecidos, frecuentemente envueltos por los minerales arcilloso micáceos de la matriz y localmente presentan contactos puntuales, largos e incluso suturados. Los accesorios presentan formas de subredondeadas a redondeadas.

Hay un sistema de fracturas muy estrechas de distribución irregular, algunas de ellas guardan un cierto paralelismo, en general tienen escasa continuidad y están rellenas por óxidos de Fe. Se observa cierta orientación mineralógica, especialmente de los minerales arcilloso-micáceos.

La mineralogía está constituida en su mayoría por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo, con formas muy variadas, microcristalino, en cristales subangulosos-subredondeados alargados, idiomorfos e incluso formas amigdalares (83%). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (6%), plagioclasas (2%), feldespatos (5%). Accesorios: opacos, circón y turmalina (2%). Hay óxidos de Fe relleno de grietas (2%).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo, microcristalino y en cristales (algunos son subidiomorfos-idiomorfos) y como cemento en continuidad óptica; además de minerales arcillosos y micáceos.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial con variedad de formas cristalinas: amigdalares, subredondeadas, redondeadas. A veces el crecimiento cristalino se produce a favor de sombras de presión, adoptando formas lenticulares.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La recristalización es intensa, más acusada según sectores, al igual que la silicificación.

N3-26. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 12, de la Columna III (ver columna). Se trata de argilitas pizarrosas de color verdoso, estratificadas en niveles decimétricos (20 cm. de espesor medio) y afectadas por esquistosidad. Localmente se observan micropliegues.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 1,5 y 8 micras. Los cristales son alotriomorfos con contactos suturados, aunque también hay algunos cristales de cuarzo subidiomorfos.

Hay un sistema de fracturas de distribución irregular ocasionalmente rellenas por cristales de cuarzo. Existe un bandeo mineralógico diferenciado por la acumulación de cristales de cuarzo de tamaño superior al de la media, igualmente se observa pizarrosidad.

La mineralogía responde en su mayor parte a minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo y minerales arcillosos y micáceos (84%). Como accesorios y en un escaso porcentaje (2%) destacan: opacos, circón, turmalina y feldespatos. Hay abundantes óxidos de Fe (14%) que actúan como cemento.

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de minerales arcillosos y micáceos y de cuarzo, siendo este más abundante en las bandas de mayor tamaño mineralógico. Estos cristales de cuarzo tienen formas subangulosas e incluso algunos son subidiomorfos.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino; este proceso no es tan representativo como en otras muestras y es más abundante según zonas.

- La cementación con óxidos de Fe.

- La recristalización más marcada según zonas y la silicificación.

N3-27. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 13 de la Columna III (ver columna). Se trata de areniscas cuarcíticas feldespáticas, de colores ocre, con abundantes filoncillos y lentejones de cuarzo, y con pátinas superficiales de óxidos de Fe.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 2,5 y 300 micras, predominando el de 100 micras. Los cristales presentan formas variadas: subangulosos (cuarzo, opacos), subredondeados (feldespatos, plagioclasas y accesorios), también subidiomorfos (cuarzo, feldespatos) con contactos suturados y cóncavo-convexos de disolución por presión.

Hay dos sistemas de fracturas conjugadas, subperpendiculares entre sí y desarrolladas al mismo tiempo, aparecen rellenas por cristales de cuarzo con formas elongadas, resultado de fenómenos tensionales. A su vez, en las proximidades de las fracturas los minerales aparecen distorionados. También hay estrechas grietillas rellenas por óxidos de Fe. - Se observa orientación mineralógica, especialmente marcada por los minerales micáceos, que junto con los minerales arcillosos adoptan una disposición fluidal, como respuesta al desarrollo de la pizarrosidad.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por cristales autigénicos; como fundamentales destacan: cuarzo (75 %) con gran variedad de formas cristalinas, cripto y microcristalino, en cristales subangulosos alargados, amigdalares, e incluso cristales idiomorfos; como secundarios: calcedonia, minerales arcillosos y micáceos (10 %), feldespatos - (subangulosos, subredondeados, subidiomorfos) 10 %, y plagioclasas (2 %), como accesorios: opacos, circón, micas blancas y algunas piritas (2 %). Hay escasos óxidos de Fe (1 %).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo, con gran variedad de formas cristalinas y como cemento en continuidad óptica, además - de calcedonia, minerales arcilloso-micáceos, micas blancas, feldespatos y piritas.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, dando lugar a cristales de

variadas formas; a veces el crecimiento se produce a favor de colas de presión, dando lugar a formas cristalinas alargadas.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actua como cemento.

- La disolución por presión dando lugar a los contactos cóncavo-convexos.

- La recristalización y la silicificación son muy intensas.

N3-31. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 22, de la Columna III (ver columna). Se trata de argilitas limosas laminadas, de color pardo oscuro.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 1,5 y 70 micras, predominando el de 12 micras. Los cristales son alotriomorfos (cuarzo) y con formas aciculares (minerales arcillosos y micáceos), con contactos suturados. Los accesorios presentan formas subredondeadas y tabulares. Algunos cristales de cuarzo autigénico están recrecidos.

Hay un sistema de estrechas fracturas de distribución irregular, rellenas con óxidos de Fe, en tanto que otras permanecen sin relleno. También se observa pizarrosidad.

En cuanto a la mineralogía, la mayor parte responde a minerales autigénicos, de cuarzo, arcillas y micas blancas que representan el 92% del total. Como accesorios destacan: opacos, circón, turmalina y feldespatos (3%). Hay óxidos de Fe rellenando grietas (5%).

Los procesos más relevantes son:

- La autigénesis mineral, de cuarzo en cristales y como cemento en continuidad óptica, de minerales arcillosos y micáceos, turmalina y circón.
- El recrecimiento de cuarzo syntaxial, dando lugar a cristales de formas subangulosas y de tamaño superior al de la media.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos con formación de cuarzo microcristalino que actúa como cemento.
- La recristalización y la silicificación son considerables, más marcadas según zonas.

ESTUDIO PETROGRAFICO DE LAS MUESTRAS DE LA COLUMNA IV. BARRANCO DE LA ALDEHUELA.

N3-43. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 1, de la columna IV. (ver columna). Limolitas de color pardo, marrón claro en fresco, laminadas y estratificadas en niveles de 20 a 50 cm. de espesor; localmente aparecen filoncillos de cuarzo.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 25 y 40 micras, predominando el de 25 micras. Los cristales son alotriomorfos, algunos - cristales de cuarzo son subredondeados, recrecidos y están envueltos por los minerales arcillosos y micáceos de la matriz; localmente presentan contactos suturados.

Hay dos sistemas de fracturas dispuestas aproximadamente subperpendicularmente entre sí, rellenas unas por cristales de cuarzo de pequeño tamaño y otras por óxidos de Fe, permaneciendo algunas sin relleno. Se observan bandeados mineralógicos constituidos por la acumulación preferencial de cristales orientados de cuarzo autigénico con formas subredondeadas y de mayor tamaño que el de la media de la muestra, que se han generado con anterioridad a la fracturación. Se observa pizarrosidad.

En cuanto a la mineralogía, la mayor parte de los minerales son autigénicos. Como fundamentales destacan: cuarzo (65%) y minerales arcillosos y micáceos (28%); como secundarios: feldespatos que no superan el 3% y como accesorios: opacos, circón y rutilo (1%), a veces el rutilo aparece incluido en cristales de cuarzo. Hay óxidos de Fe (5%).

Los procesos más relevantes son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo, como cuarzo microcristalino que actúa como cemento, o como cristales de mayor tamaño; de minerales arcillosos y micáceos, micas blancas y circón.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial

- La neoformación de cristales de cuarzo con formas subredondeadas, dando lugar a las lineaciones minerales antes citadas.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.

- La recristalización y la silicificación.

N3-39. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 6, de la columna IV (ver columna). Se trata de cuarcitas de color pardo oscuro que presentan abundantes filoncillos de cuarzo, llegando incluso a constituir lentejones y zonas totalmente silicificadas.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 7 y 500 micras, predominando el de 200 micras. Los cristales son subangulosos, algunos - subredondeados, recrecidos e incluso existen idiomorfos, con contactos su turados y a veces estilolíticos. La mayoría de los minerales accesorios presentan formas redondeadas.

Existe una fracturación densa y de distribución irregular, algunas - fracturas están rellenas por pequeños cristales de cuarzo (microcristales), en tanto que en otras el relleno está constituido por grandes cris tales, algunos elongados por efecto de esfuerzos tensionales; hay un sis tema más tardío y de tamaño muy fino relleno por óxidos de Fe, permaneciendo algunas fracturas sin relleno. Se observa una leve orientación mi neralógica.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por minerales auti génicos. Fundamentales: cuarzo (91%). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (7%) y un escaso porcentaje de accesorios (1%): opacos, pirita, circón, apatito, algunos feldespatos y micas blancas. Hay óxidos de Fe muy escasos (1%).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo con gran variedad de formas: como cuarzo microcristalino (muy abundante) que actúa como cemento, en cristales idiomorfos, en cristales soldados que dan lugar a macrocristales y como cemento en continuidad óptica. Hay además autigé sis de minerales arcillosos y micáceos.

- El recrecimiento de cuarzo, que da lugar a cristales con formas subangulosas y subredondeadas.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo mi crocristalino.

- La alteración y transformación de feldespatos en cuarzo mi crocristalino y minerales arcillosos.

- La recristalización y la silicificación son muy intensas.

N3-38. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 8 de la columna IV. (Ver columna). Se trata de areniscas limolíticas feldespáticas, de color gris-pardo, marrón en fresco. Están bien estratificadas en bancos de 20 a 30 cm. de espesor y plegadas.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 7 y 200 micras, predominando el de 120 micras. Los cristales son subangulosos, subredondeados, recrecidos, algunos subidiomorfos-idiomorfos (cuarzo, feldespatos, plagioclasas); los accesorios son subredondeados. Los contactos son largos y localmente suturados, o están envueltos por los minerales arcilloso-micáceos de la matriz.

Hay una serie de fracturas, las más gruesas rellenas por cristales de cuarzo y las más estrechas por óxidos de Fe. Se observa cierta orientación mineralógica de los cristales algo elongados de cuarzo, mientras que los minerales arcilloso-micáceos adoptan una disposición fluidal, como respuesta al desarrollo de la pizarrosidad.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (66%) y feldespatos (15%). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (10%) y plagioclasas (5%). Accesorios: opacos, circón, turmalina, micas blancas y piritas (2%). Hay escasos óxidos de Fe (2%).

Los procesos más relevantes son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales con formas variadas y como cemento en continuidad óptica; de feldespatos que presentan formas de subidiomorfos a idiomorfos, - aunque también los hay subredondeados, plagioclasas y de minerales arcillosos y micáceos.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, dando lugar a cristales con formas subangulosas e incluso amigdalares.

- La transformación de los minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La recristalización y la silicificación son intensas.

N3-35. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 11 de la columna IV (Ver columna). Se trata de areniscas limolíticas, de color pardo, marrón claro en corte fresco, estratificadas en bancos de 30-60 cm. de espesor, presentan abundantes filoncillos de cuarzo, de milimétricos a centimétricos, oblicuos a la estratificación.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 5 y 200 micras, predominando el de 100 micras. Los cristales son subangulosos, subredondeados, recrecidos, incluso idiomorfos, los accesorios son subredondeados; los contactos son largos y localmente suturados.

Hay dos sistemas de fracturas con disposición subperpendicular, de modo que las longitudinales cortan y desplazan a las transversales. Algunas fracturas están rellenas por cristales de cuarzo y otras por carbonatos con óxidos de Fe. Se observa cierta orientación mineralógica.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (74%). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (9%), carbonatos (8%), feldespatos (microclina) (5%), plagioclasas sódicas (albita) (1%). Accesorios: opacos, circón, apatito, turmalina, micas blancas y pirita (2%). Hay óxidos de Fe (1%).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo, con gran variedad de formas: cripto y microcristalino, en fibras alargadas, en cristales idiomorfos, y como cemento en continuidad óptica. También de carbonatos, feldespatos idiomorfos, minerales arcilloso-micáceos, micas blancas, plagioclasas, circón, turmalina, apatito y piritas.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial, dando lugar a cristales subangulosos-subredondeados.

- La cementación con carbonatos

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.

- La sustitución de cuarzo y plagioclasas por carbonatos.

- La neoformación de circón y turmalina, a veces en las zonas de intercristales afectando al cuarzo.

- La recristalización, la silicificación y la posterior carbonatación.

N3-33. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 12, de la columna IV (Ver columna). Se trata de argilitas pardas en superficie, gris-verdosas en fresco, alteradas y ligeramente afectadas por esquistosidad.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 2,5 y 50 micras, predominando el de 12 micras. Los cristales son alotriomorfos, algunos subredondeados de mayor tamaño, recrecidos, también aciculares (minerales micáceos) y con contactos suturados.

La fracturación es intensa, con dos sistemas de fracturas aproximadamente subperpendiculares; algunas fracturas están rellenas por cristales de cuarzo, otras por óxidos de Fe, y algunas sin relleno tienen las paredes tapizadas por óxidos de Fe. Se observa pizarrosidad, así como un bandeo mineralógico constituido por cristales autigénicos de cuarzo de tamaño cristalino superior al de la media.

La mineralogía está constituida mayoritariamente por minerales autigénicos de cuarzo y minerales arcillosos y micáceos (93%). Como accesorios destacan: opacos, turmalina, rutilo, circón y feldespatos (2%). Hay óxidos de Fe (5%).

En cuanto a los procesos, destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo microcristalino, y en cristales de mayor tamaño y de minerales arcillosos y micáceos.
- El recubrimiento de cuarzo sintaxial, dando lugar a formas cristalinas subredondeadas, de tamaño superior al de la media.
- La recristalización y la silicificación más marcadas según zonas.

N3-32.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 12 de la columna IV (ver columna). Se trata de argilitas limosas, de color gris verdoso en fresco, pardas en superficie, ligeramente esquistosadas y alteradas superficialmente.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 2,5 y 55 micras, predominando el de 5 micras. Los cristales son en su mayoría alotriomorfos, algunos subredondeados y recrecidos (cuarzo), aciculares (minerales micáceos), tabulares y redondeados (accesorios) y con contactos suturados.

Hay dos sistemas de fracturación con una disposición aproximadamente subperpendicular, uans aparecen rellenas por cristales de cuarzo, algunas permanecen sin relleno, y otras, más tardías, rellenas por óxidos de Fe - desplazan y cortan a las anteriores. Se observa pizarrosidad, así como un bandeado mineralógico constituido por la acumulación de cristales de cuarzo de tamaño superior al de la media. También hay lentejones de material lutítico, así como un canto blando.

La mineralogía está constituida en su mayoría por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo, ópalo y calcedonia (50%), minerales arcillosos y micáceos (abundantes micas blancas) (39%). Secundarios: feldespatos (6%). Accesorios: opacos, circón, turmalina, rutilo y piritas (2%), hay inclusiones de rutilo y circón en cristales de cuarzo. Localmente hay acumulaciones de óxidos de Fe, algunas con formas esféricas, que actúan como cemento (3%).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo cripto y micro cristalino, en cristales de mayor tamaño y como cemento en continuidad - óptica, además de ópalo y calcedonia, minerales arcillosos y micáceos, micas blancas, circón y piritas.
- El recrecimiento de cuarzo sintaxial dando lugar a cristales con formas subredondeadas de tamaño superior al de la media.
- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla.
- La recristalización y la silicificación.

ESTUDIO PETROGRAFICO DE LAS MUESTRAS DE LA COLUMNA V. BARRANCO DE BALDEHOZ

N3-46. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 2 de la columna V (ver columna). Se trata de argilitas de color verdoso, alteradas superficialmente y afectadas por esquistosidad.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 2-60 micras, predominando el de 7 micras. La mayoría de los cristales son alotriomorfos, - algunos de cuarzo son subredondeados y están recrecidos; los contactos son suturados.

Hay un sistema de fracturas de distribución irregular, unas rellenas por cuarzo tanto microcristalino como en forma de macrocristales, junto con piritas; otras, más estrechas, están rellenas por óxidos de Fe, y aparentemente son más tardías; algunas permanecen sin relleno. Se observa pizarrosidad, así como lineaciones de nódulos de cuarzo neoformados en las fracturas, así como relictos de estructuras sedimentarias. En un borde de la muestra hay dos cantos blandos contorneados por óxidos de Fe.

La mineralogía está constituida mayoritariamente por minerales autigénicos. Fundamentales: minerales arcillosos y micáceos (micas blancas) - muy abundantes, cuarzo y calcedonia 94 %. Accesorios: opacos, cloritas, - turmalina, escasos circones, piritas y feldespatos (2 %). Hay óxidos de Fe (4 %).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral de minerales arcillosos y micáceos y de cuarzo con variadas formas cristalinas: microcristalino, policristalino con formas redondeadas que evolucionan a monocristales y en cristales bien definidos, además de calcedonia y piritas.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial.

- La neoformación de nódulos de cuarzo en las fracturas, que desplazan a los minerales arcillosos y que constituyen lineaciones minerales orientadas.

- La alteración de piritas a óxidos de Fe.

- La recristalización y la silicificación son intensas, especialmente marcadas según zonas.

N3-48. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 2, de la columna V (ver - columna). Se trata de dolomías ferrosas microesparíticas de color pardo, - estratificadas en niveles de 20 a 40 cm. de espesor.

El tamaño de los cristales es predominantemente microesparítico, puntualmente micrítico y son alotriomorfos, algunos subidiomorfos-idiomorfos; se disponen en mosaico cristalino, y presentan una textura de recristalización.

Hay un sistema de pequeñas fracturillas rellenas por cristales de calcita y es a este tipo de fracturas al que se asocian los escasos minerales arcillosos y micáceos existentes. También hay otras fracturas, aún más estrechas y menos numerosas, rellenas por óxidos de Fe. Se observan "bandeados" de escasa continuidad y de contornos poco definidos, en los que se acumulan de forma preferencial microcristales neoformados de cuarzo.

La composición mineralógica está constituida por: dolomita ferrosa - microesparítica (localmente micrítica), dolomita microesparítica y calcita de relleno de grietas en cristales de considerable tamaño, constituyendo el 97 % del total. Como componentes autigénicos destacan el cuarzo - (2 %), fundamentalmente microcristalino y en cristales con formas alargadas, los minerales micáceos (micas blancas) con formas aciculares (0,5 %) y escasos óxidos de Fe (0,5 %).

En cuanto a los procesos destacan:

- La dolomitización.
- La recristalización
- La cementación
- La autigénesis mineral de cuarzo y micas.
- Una incipiente silicificación con puntos de neoformación de pequeños cristales de cuarzo.

N2-18. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 2 de la columna V (ver columna). Se trata de dolomías microesparíticas de color gris en superficie, gris oscuro en corte fresco. Afectadas intensamente por procesos tectónicos.

Presenta una textura de recristalización, con cristales microesparíticos-esparíticos, alotriomorfos, localmente subidiomorfos, dispuestos en mosaico cristalino.

En cuanto a la microtectónica, se observan una serie de juntas estilolíticas paralelas de primera generación, que contienen materia orgánica y cristales de carbonato, y a las que además se asocian pirritas y minerales arcillosos y micáceos. Con posterioridad se produce una fracturación abierta, que aparece rellena por cristales de calcita esparítica y finalmente tiene lugar una última fracturación, reflejada en una serie de fracturillas muy estrechas rellenas por materia orgánica y que corta a los dos sistemas anteriores. Se observa orientación mineralógica de los cristales de dolomita, elongados paralelamente a las juntas estilolíticas.

La mineralogía está constituida por dolomita microesparítica en la masa y calcita esparítica de relleno de fracturas.

Se pueden considerar cuatro generaciones de carbonatos:

- 1º) Calcita primaria (si se considera imposible la precipitación directa de dolomita) de la que no queda ningún resto.
- 2º) Dolomita, correspondiente a un primer proceso de dolomitización, en grandes cristales espáticos, alrededor de los cuales se acomodan cristales esparíticos de dolomita, que corresponden ya al proceso general de dolomitización.
- 3º) Dolomita microesparítica-esparítica de recristalización.
- 4º) Calcita esparítica de relleno de fracturas, en cristales alotriomorfos, algunos con elongación perpendicular a las paredes de las fracturas.

Se reconocen escasos componentes aptigénicos distintos a los carbonatos, pudiéndose citar cuarzo y minerales micáceos que no sobrepasan el 1%.

En cuanto a los procesos destacan:

- La dolomitización
- La recristalización
- La autigénesis mineral
- La cementación
- La disolución por presión

N3-44. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 3 de la columna V (Ver columna). Se trata de dolomías ferrosas micríticas-macroesparíticas, estratificadas en bancos potentes de hasta 1 m. de espesor. Localmente se observan filoncillos de cuarzo milimétricos.

El tamaño de los cristales es variable, micrítico-microesparítico, esparítico, siendo estos dos últimos predominantes, con formas alotriomorfas y subidiomorfas que se disponen en mosaico y con una textura de recristalización.

Existe una fracturación intensa de distribución irregular, con diferentes tipos de relleno; con carbonatos (calcita micrítica y microesparítica, dolomita ferrosa esparítica y dolomita), con cuarzo en pequeños cristales y con óxidos de Fe, a los que se asocian minerales arcillosos y micáceos, en fracturas muy estrechas y menos abundantes. Las fracturas delimitan dominios de recristalización; algunas de ellas se han reactivado mientras que otras se han sellado.

En cuanto a la mineralogía hay dos generaciones de carbonatos, que son el principal componente; la masa está constituida por dolomita ferrosa en cristales de tamaños de microesparíticos a esparíticos diferenciados por zonas sin que se observe un contacto neto entre ellas, en tanto que en las fracturas existe dolomita microesparítica y calcita micrítica-microesparítica, en total representan el 89 %. Otros componentes autigénicos son: el cuarzo (4 %) y piritas (2 %). Hay óxidos de Fe tanto de relleno de grietas como dispersos en la muestra (4 %). Como intraclastos se puede considerar una pequeña banda de material lutítico.

Los procesos más relevantes son:

- La dolomitización.
- La recristalización.
- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo en pequeños cristales alotriomorfos, tanto dispersos en la masa como rellenando grietas, y además de piritas.

N3-45. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 3 de la columna V (ver columna). Se trata de dolomías microesparíticas-esparíticas, estratificadas en niveles de 30 a 40 cm. de espesor; presentan repliegues y esporádicos filoncillos de cuarzo.

El tamaño de los cristales es variable de microesparítico a esparítico, con formas alotriomorfas a subidiomorfas, se disponen en mosaico - cristalino y presentan una textura de recristalización.

Se observa una intensa fracturación de distribución irregular, las fracturas aparecen rellenas en su mayoría por cristales esparíticos de carbonatos (dolomita y calcita), otras más estrechas están rellenas por óxidos de Fe. Hay un proceso de estilolitización generado con posterioridad al desarrollo de una fracturación a la cual se acomoda, y que a su vez es anterior a otra fracturación rellena por cristales de calcita. Frecuentemente se asocian a los estilolitos minerales arcillosos y micáceos que han favorecido, a su vez, su formación.

En cuanto a la mineralogía los componentes principales son carbonatos (96%) de los que existen tres generaciones: los primeros de los que se observan serían los cristales esparíticos de carbonatos ferruginizados que quedan como relictos; seguirían los cristales esparíticos-microesparíticos de la masa y finalmente los macrocristales (cristales esparíticos) de relleno de grietas. Como componentes autigénicos y muy escasos destacan: cuarzo en pequeños cristales (0,2%) y minerales micáceos (0,1%). - Hay óxidos de Fe (3%) y escasos minerales arcillosos y micáceos asociados a las grietas y estilolitos. Como componentes aloquímicos hay algunos restos muy escasos de fósiles esparitizados.

Los procesos más relevantes son:

- La dolomitización
- La recristalización
- La cementación
- La autigénesis mineral, muy escasa, de cuarzo y minerales micáceos.
- La disolución por presión.

N2-34. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 3 de la columna V (ver columna). Se trata de dolomías esparíticas estratificadas en niveles de 50 cm. a 1 m. de espesor de color gris en superficie, crema en corte - fresco.

Los cristales son esparíticos, alotriomorfos, algunos subidiomorfos se disponen en mosaico y la textura es de recristalización.

Se observa una intensa fracturación de distribución irregular, con algunas fracturas rellenas por cristales de carbonatos, de ellas, las más finas tienen relleno de calcita acompañada de óxidos de Fe, finalmente hay otras fracturas muy estrechas rellenas por óxidos de Fe, a los que se asocian minerales arcillosos y micáceos. Hay fracturas anteriores a la neoformación de cuarzo y al proceso de esparitización, de las que sólo quedan óxidos de Fe y que se disponen oblicuas a un bandeo ferruginoso, mientras que otras se han desarrollado con posterioridad a la esparitización y con anterioridad-posterioridad a la neoformación de cuarzo, disponiéndose subperpendiculares a dicho bandeo.

Existen bandeados de acumulación preferencial de cristales orientados de cuarzo autigénico, esqueléticos y con formas idiomorfas, que guardan cierto paralelismo con el citado bandeo de óxidos de Fe.

Se pueden diferenciar dos zonas: una esparitizada con cristales en mosaico, y otra con abundantes óxidos de Fe; en la zona esparitizada hay fantasmas con formas redondeadas (ooides).

La mineralogía está constituida por carbonatos esparíticos en la masa, además de otros carbonatos de relleno de grietas (85%). Otros componentes autigénicos son: el cuarzo, muy abundante (10%) y con gran variedad de formas, en cristales idiomorfos dispersos en la masa y orientados en bandas, en microcristales y como cuarzo de recrecimiento sintaxial y algunos minerales micáceos (micas blancas). Los óxidos de Fe son especialmente abundantes en un sector de la muestra, donde adoptan una disposición en bandeo (5%).

En cuanto a los procesos destacan:

- La dolomitización.

- La recristalización.
- La cementación.
- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo y de minerales micáceos. La neoformación de cuarzo es posterior a la fracturación, que a su vez es posterior a la esparitización.
- La silicificación, que suponemos se ha desarrollado lentamente por las formas idiomorfas que han adquirido los cristales de cuarzo.

N2-33. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 3 de la columna V (ver columna). Se trata de dolomías esparíticas de color gris oscuro en superficie, gris crema en fresco, estratificadas en bancos potentes de 0,5 a 1 m. de espesor.

El tamaño de los cristales es esparítico, con formas alotriomorfos, algunas subidiomorfos y se disponen en mosaico. La textura es de recristalización.

Existe una intensa fracturación de distribución irregular. Las fracturas aparecen en su mayoría rellenas por cristales microesparíticos-esparíticos de calcita y dolomita, otras por óxidos de Fe, y algunas de ellas contienen también minerales arcillosos y micáceos, pudiéndose observar localmente su estilolitización. Algunas grietillas rellenas por óxidos de Fe son cortadas por otras, también muy finas, rellenas por calcita; mientras que las fracturas más gruesas rellenas por calcita, han sido a su vez cortadas por una fractura en "x" rellenas por minerales arcilloso-micáceos y óxidos de Fe, que localmente ha funcionado como junta estilolítica. Se observa una charnela de micropliegue.

La mineralogía está constituida por cristales esparíticos de dolomita, que forman la masa, además de los cristales microesparíticos-esparíticos de calcita y dolomita de relleno de grietas (96%). Otros componentes autigénicos en muy escaso porcentaje son minerales arcillosos y micáceos (1%). Los óxidos de Fe no superan el 3%.

Los procesos más destacables son:

- La dolomitización.
- La recristalización.
- La cementación.
- La autigénesis de minerales arcillosos y micáceos.
- La disolución por presión.

N3-50. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 7 de la columna V (ver - columna). Se trata de dolomías calcáreas ferrosas esparíticas, de color - pardo, bien estratificadas en niveles de 30 cm. de aspecto recristalizado.

Los cristales son micríticos-microesparíticos, alotriomorfos, se - disponen en mosaico y presentan una textura de recristalización.

Se observa un sistema de fracturas de distribución irregular, relle- nas por cristales esparíticos de calcita, aunque una de ellas presenta un relleno de dolomita ferrosa esparítica. Asociados a algunas fracturas apa- recen minerales arcillosos y micáceos.

La mineralogía está constituida por dolomita ferrosa micrítica-mi- croesparítica como ortoquímico dominante, además de dolomita y calcita tanto de relleno de fracturas como en la masa (82 %). Otros componentes autigénicos son: el cuarzo, bastante abundante (8 %) en pequeños crista- les alotriomorfos dispersos en la masa y en menor porcentaje los minera- les micáceos (2 %). Hay abundantes óxidos de Fe (8 %). Como componentes aloquímicos hay algunos restos de fósiles esparitizados.

Respecto a los procesos, los más relevantes son:

- La dolomitización.
- La recristalización.
- La cementación.
- La autigénesis mineral, que además de carbonatos afecta fundamen- talmente al cuarzo, así como de minerales arcillosos y micáceos.

ESTUDIO PETROGRAFICO DE LAS MUESTRAS DE LA COLUMNA VI. BARRANCO DE LAS ADIVINAS.

N3-76.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 4 de la columna VI (ver columna). Se trata de cuarcitas feldespáticas de color pardo-rojizo, - bien estratificadas en niveles de 30 a 40 cm. de espesor, con abundantes skolithos.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 20 y 200 micras, predominando el de 100 micras. Los cristales presentan formas variadas subangulosos, subredondeados, recrecidos (cuarzo), subangulosos (feldespatos) idiomorfos (cuarzo y feldespatos), aciculares (micas), subredondeados (turmalina, circón) y tienen contactos suturados.

Hay una serie de fracturas estrechas rellenas por óxidos de Fe.

La mineralogía está constituida en su mayoría por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (63%), abundantes feldespatos (23%). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (5%), cloritas (6%). Accesorios: circón, apatito, algunas microclinas, plagioclasas y abundantes turmalinas (1%). Hay óxidos de Fe de relleno de grietas (2%).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: cuarzo microcristalino, en cristales idiomorfos y otras formas cristalinas y también como cemento en continuidad óptica, además de feldespatos en cristales subidiomorfos y de minerales arcillosos, micas blancas y cloritas.
- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, dando lugar a cristales subangulosos y subredondeados, y el recrecimiento de feldespatos.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.
- La alteración de feldespatos a minerales arcillosos.
- La recristalización y la silicificación son intensas.

N2-3. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 6 de la columna VI (ver columna). Se trata de cuarcitas feldespáticas de color beige claro, estratificadas en niveles de 30 cm. de espesor. Localmente se observan filoncillos de cuarzo, así como el fenómeno de refracción de la esquistosidad.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 5 y 150 micras, predominando el de 100 micras. Los cristales son alotriomorfos, subredondeados, subangulosos, recrecidos, con contactos largos y suturados, también los hay envueltos en el cemento de cuarzo microcristalino.

Se observa una sola fractura parcialmente rellena por cristalitas de cuarzo. En un sector de la lámina se aprecia una especial acumulación de micas blancas orientadas en una banda distorsionada.

La mineralogía está constituida por minerales autógenos. Fundamentales: cuarzo y calcedonia (71 %) y feldespatos (10 %). Secundarios: micas blancas (3 %), minerales arcillosos y micáceos (2 %), biotita (1 %). Accesorios: opacos, turmalina, abundante circón, apatito con texturas coroníticas, pirita, ilmenita, rutilo (5 %). Hay óxidos de Fe dispersos en la masa (8 %), que actúan como cemento.

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales de formas variadas y como cemento en continuidad óptica, además de calcedonia, feldespatos, micas blancas, biotita, minerales arcillosos y micáceos y accesorios (turmalina, circón, apatito, piritas).

- El recrecimiento sintaxial de cuarzo, dando lugar a cristales de formas variadas.

- La transformación de los escasos minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La alteración de feldespatos a minerales arcillosos.

- La recristalización y la silicificación muy intensas.

N2-10. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 6 de la columna VI (ver columna). Se trata de cuarcitas de color pardo-claro en superficie, crema en corte fresco; aparecen estratificadas en niveles de 30-40 cm. de espesor, diaclasadas y con pátinas ferruginosas en los planos de diaclasas.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 5 y 200 micras, predominando el de 90 micras. Los cristales son subangulosos, alotriomorfos, algunos subredondeados, recrecidos, con contactos suturados.

No se observan fracturas, únicamente algunas grietillas irregulares rellenas por óxidos de Fe. Los cristales de cuarzo aparecen fracturados.

La mineralogía está constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (77 %) y feldespatos (7 %). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (3 %), micas blancas (4 %), algunas microclinas y plagioclasas (albita, menos del 1 %). Accesorios: turmalina, circón, apatito - en inclusiones en cuarzo, opacos, rutilo, pirita (1 %). Hay óxidos de Fe dispersos en la masa (6 %), que actúan como cemento y son de origen post sedimentario y químico.

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales de tamaño apreciable y como cemento en continuidad óptica, además de feldespatos, minerales arcillosos y micáceos, micas blancas, pirita, plagioblasas y apatitos tabulares escasos.

- El recrecimiento sintaxial de cuarzo, muy marcado, dando lugar a cristales de formas variadas.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La alteración de feldespatos a minerales de arcilla.

- La recristalización y la silicificación, muy intensas, que propician la formación de mosaicos de cristales de cuarzo.

N2-41.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 7 de la columna VI (ver columna). Se trata de limolitas de color verdoso con pátinas ferruginosas de alteración superficial, estratificadas en niveles de 30 cm. de espesor y con presencia de masas de cuarzo de distribución irregular. Se presentan laminadas.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 5 y 50 micras, predominando el de 8 micras. Los cristales son alotriomorfos, subangulosos y recrecidos (cuarzo), aciculares (micas) y subredondeados (circón, turmalina), con contactos suturados.

Se observan una serie de fracturas de distribución irregular, algunas rellenas por cristales de cuarzo, otras por óxidos de Fe.

Hay un bandeo mineralógico de probable origen sedimentario, diferenciado por el tamaño de los cristales que es superior al de la media y constituido por cristales de cuarzo recrecidos y orientados, también se aprecian crecimientos subperpendiculares de micas.

La existencia del bandeo supone una sedimentación de diferentes granulometrías; a la formación de bandas sucede un estiramiento con rotura y posterior torsión de las franjas, originando un boudinage, al que se acomodan los minerales arcillosos y micáceos. Se observa pizarrosidad.

La mineralogía, aunque se reconoce la existencia de cuarzos detríticos redondeados y recrecidos, está constituida en su mayoría por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo y minerales arcillosos y micáceos abundantes (89%). Secundarios: opacos, piritas, micas (micas blancas y -biotita), feldspatos (7%). Accesorios: circón, apatito, turmalina (2%). Hay óxidos de Fe (2%).

En cuanto a los procesos los más relevantes son:

- La autigénesis mineral fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales grandes bien diferenciados y como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcillosos y micáceos, micas blancas, biotita, piritas.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial, dando lugar a cristales con formas sub

angulosas originadas a partir de granos redondeados de cuarzo detrítico.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La recristalización y la silicificación.

N-1. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 15 de la columna VI (ver columna). Se trata de cuarcitas blancas, estratificadas en niveles de 30 a 50 cm. de espesor; localmente presentan filoncillos de cuarzo de hasta 5 cm. de espesor.

Se trata de samitas de tamaño cristalino comprendido entre 3 (minerales arcillosos) y 300 micras, predominando el de 110 micras. Los cristales presentan gran variedad de formas: subangulosos, subredondeados, subidiomorfos, lenticulares, alargados; algunos accesorios son redondeados. Los contactos son largos o suturados, localmente cóncavo-convexos resultado de procesos de disolución por presión, favorecida por la existencia de minerales arcillosos y micáceos interpuestos entre los cristales.

Hay una sola fractura rellena por cristales de cuarzo. Se observa un bandeo definido por zonas de acumulación preferencial de opacos y minerales accesorios autigénicos (circón, turmalina, rutilo y piritas), que se disponen sobre antiguas líneas de fractura, aunque también aparecen dispersos en la masa. Existe orientación mineralógica como resultado de la pizarrosidad, que afecta especialmente a los minerales arcilloso-micáceos, los cuales se orientan paralelamente al bandeo de minerales accesorios.

En cuanto a la mineralogía está constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (86 %). Secundarios: feldespatos (2 %), micas blancas (2 %), minerales arcillosos y micáceos (5 %). Accesorios: opacos turmalina, circón muy abundante, rutilo, piritas, ilmenita (5 %).

Los procesos más destacables son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales de formas variadas (algunos subidiomorfos) y como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcillosos y micáceos, micas blancas y accesorios (piritas, turmalina, circón).
- El recrecimiento de cuarzo syntaxial, dando lugar a cristales individualizados, que engloban en su interior minerales arcillosos y micáceos.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.
- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla.
- La recristalización y la silicificación son intensas.

N-2. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 15 de la columna VI (ver columna). Se trata de limolitas ferruginosas, estratificadas en niveles de 15 a 20 cm. de espesor.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 7 y 45 micras, predominando el de 25 micras. Los cristales son subangulosos-subredondos, recrecidos, con contactos largos y suturados.

Existen fracturas con una disposición aproximadamente subperpendicular, unas rellenas por cristales de cuarzo, otras por óxidos de Fe, siendo éstas últimas las más tardías. Se observa pizarrosidad, que condiciona especialmente la orientación de los minerales arcilloso-micáceos.

En cuanto a la mineralogía, abundan los granos de cuarzo de origen detrítico, con evidente deformación por haber sufrido fenómenos de compresión-disolución y se presentan recrecidos; además existen abundantes minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (56%) y minerales arcillosos y micáceos (micas blancas) (15%). Secundarios: feldespatos (8%). Accesorios: opacos, turmalina y circón. Hay materia orgánica transformada escasa y óxidos de Fe muy abundantes, que actúan como cemento (20%).

Los procesos más destacables son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales y como cemento en continuidad óptica; además de minerales arcillosos y micáceos. Las micas blancas autigénicas son posteriores a la pizarrosidad, y el cuarzo autigénico que rellena las fracturas es anterior a la pizarrosidad.

- El recrecimiento de cuarzo sintáxial a partir de granos de cuarzo detrítico, dando lugar a cristales de formas subangulosas.

- La alteración de feldespatos a minerales arcillosos.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La cementación con óxidos de Fe.

- La recristalización y la silicificación.

NL-33. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 16 de la columna VI (ver columna). Se trata de argilitas pizarrosas de color pardo oscuro, estratificadas en niveles de 10 a 40 cm. de espesor, afectadas por pizarrosidad, y localmente con micropliegues.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 2 y 12 micras, predominando el de 3 micras. Los cristales son alotriomorfos, con contactos suturados.

No existe fracturación, excepto una pequeña grieta rellena por óxidos de Fe. Se observa pizarrosidad, que condiciona fuertemente la orientación mineralógica, especialmente la de las micas blancas, algunas de las cuales se han neoformado con posterioridad al desarrollo de dicha pizarrosidad, adoptando una disposición subperpendicular a la misma. La fábrica es respuesta a esfuerzos de origen tectónico.

La mineralogía está constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo y minerales arcillosos y micáceos (micas blancas) (89 %). Accesorios: opacos, feldespatos, piritas, apatito, circón (3 %). Hay óxidos de Fe (8 %).

En cuanto a los procesos los más destacables son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino y en pequeños cristales, además de minerales arcillosos y micáceos (micas blancas). Las micas autigénicas, así como algunos cristales de cuarzo son posteriores a la pizarrosidad, disponiéndose perpendiculares a ella.

- La transformación muy intensa de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.

- La recristalización y la silicificación.



N2-44. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 19 de la columna VI (ver columna). Se trata de ortocuarzitas blancas, estratificadas en bancos potentes de 1 a 1,5 m. Aparecen diaclasadas, y con pátinas ferruginosas en las superficies de las diaclasas.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 12 y 450 micras, predominando el de 250 micras. Los cristales presentan formas variadas: alotriomorfos, subangulosos, algunos subredondeados, recrecidos, con contactos suturados y a veces estilolíticos.

Se observa una fracturación intensa de distribución irregular, unas veces sin relleno, pero en su mayoría ocupadas por microcristales de cuarzo. También hay grietillas muy estrechas rellenas con óxidos de Fe, y algunas juntas estilolíticas. Hay algunos cristales de cuarzo con fuerte elongación como respuesta a esfuerzos tensionales.

La mineralogía está constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo 98%. Accesorios: opacos, algún circón, rutilo, apatito en inclusiones, escasos minerales arcillosos y micáceos contorneando a los cristales de cuarzo (1%). Hay óxidos de Fe muy escasos (1%).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales y como cemento en continuidad óptica, muy abundante.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial.

- La cementación y la recristalización son muy intensas, y así se observan zonas de cuarzo micro y criptocristalino y de macrocristales de cuarzo en mosaico irregularmente distribuidas.

- La silicificación es igualmente muy intensa.

N2-26. Corresponde a la muestra situada en el tramo 32 de la columna VI (ver columna). Se trata de ortocuarzitas blancas, estratificadas en bancos potentes de 1 a 2 m. y presentan abundantes filoncillos de cuarzo.

Es una samita con tamaño cristalino comprendido entre 12 y 500 micras, predominando el de 250 micras. Los cristales son en su mayoría subredondeados, algunos subangulosos, recrecidos, con contactos suturados y a veces es tilolíticos.

Hay un sistema denso de fracturas de distribución irregular, rellenas por cuarzo microcristalino y calcedonia. Una de las fracturas presenta un trazado irregular, siguiendo el contorno de los cristales. Hay juntas estilolíticas y filoncillos de cuarzo, en los que los cristales alargados se disponen en empalizada. Localmente se observan cristales de cuarzo elongados.

En cuanto a la mineralogía, aunque se reconoce la existencia de granos de cuarzo detríticos posteriormente recrecidos, la mayor parte está constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo y calcedonia (98 %). Accesorios: escasos opacos, algún circón, apatito, trazas de minerales arcillosos y micáceos y escasas piritas (1 %). Hay óxidos de Fe, rodeando los cristales de cuarzo (1 %).

Los procesos más relevantes son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo micro y criptocristalino, en macrocristales equigranulares dispuestos en mosaico y como cemento en continuidad óptica, además de los escasos minerales arcillosos y micáceos, calcedonia y piritas.

- El recrecimiento de cuarzo a partir de granos detríticos para dar cristales con formas subredondeadas.

- La cementación con cuarzo y la recrystalización son muy intensas.

- La silicificación es igualmente muy intensa.

N2-45. Corresponde a la muestra situada en el tramo 38 de la columna VI (ver columna). Se trata de areniscas de grano fino de color ocre-verdoso, bien estratificadas en niveles de 30 cm. de espesor, con pátinas ferruginosas.

Es una samita de grano fino con tamaño cristalino comprendido entre 5 y 100 micras, predominando el de 70 micras. Los cristales son subangulo-sos-subredondeados, recrecidos, algunos cristales de cuarzo son subidiomorfos. Los contactos son largos y localmente suturados.

Hay un conjunto de estrechas fracturillas rellenas por óxidos de Fe. Se observan algunos cristales de micas blancas, flexionados e incluso - fracturados.

La mineralogía está constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo 68 %). Secundarios: feldespatos (8 %), micas blancas (3 %), minerales arcillosos y micáceos (10 %), plagioclasas (1 %). Accesorios: - opacos, circón, turmalina, escasos apatitos incluidos en cuarzo y piritas (2 %). Hay óxidos de Fe (8 %).

En cuanto a los procesos, los más relevantes son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales (a veces subidiomorfos) y como cemento en continuidad óptica, además de feldespatos, plagioclasas, micas blancas, minerales arcillosos y micáceos y piritas.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.

- La alteración de feldespatos a minerales arcillosos y de piritas a óxidos de Fe.

- La recristalización y la silicificación.

N1-45. Esta muestra pertenece a la Serie Ibérica, su situación no queda reflejada en la columna VI, por haber sido tomada en un emplazamiento distinto al de su levantamiento. Se trata de un filón de cuarzo, asociado a cuarcitas, que se ha emplazado a favor de una fractura; presenta un color rojo intenso por la abundancia de óxidos de Fe.

El tamaño de los cristales está comprendido entre 5 y 1200 micras, predominando el de 120 micras; presentan formas variadas, subangulosos, subredondeados, algunos subidiomorfos, alotriomorfos, recrecidos y con contactos suturados.

No se observa fracturación.

La mineralogía está constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo, ópalo y calcedonia (80 %). Accesorios: escasos apatitos - incluidos en cuarzo y algunas micas blancas y minerales arcillosos (0,4 %). Hay abundantes óxidos de Fe (20 %) que actúan como cemento.

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral de cuarzo, con gran variedad de formas: microcristalino, en cristales subredondeados y subidiomorfos, en macrocristales que se disponen en mosaicos cristalinos y como cemento en continuidad óptica muy abundante, además de ópalo, calcedonia y los escasos minerales arcilloso-micáceos y micas blancas.
- El recrecimiento de cuarzo sintaxial.
- La cementación con óxidos de Fe.
- La transformación de los escasos minerales arcillosos en cuarzo microcristalino.
- La recristalización y la silicificación son muy intensas.

N-12. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 43 de la Columna VI (ver columna). Se trata de cuarcitas pardas estratificadas en niveles de 20 a 40 cm. de espesor, presentan filoncillos de cuarzo, laminación paralela y ripples de corriente; localmente se observa bioturbación intensa.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 5 y 200 micras, predominando el de 100 micras. Los cristales son en su mayoría alotriomorfos, recrecidos, algunos idiomorfos, con contactos suturados y estilolíticos.

Se observa una fracturación intensa. Las fracturas más gruesas están rellenas, unas por cristales esparíticos de calcita, otras por cuarzo microcristalino; las más estrechas y tardías por óxidos de Fe. También se aprecia pizarrosidad.

La mineralogía está constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo y calcedonia (65%), calcita (carbonatos de Fe) 28%. Accesorios: opacos. turmalina, circón, apatito, micas blancas, piritas (3%). Oxidos de Fe (4%).

En cuanto a los procesos, los más relevantes son:

- La autigénesis mineral de cuarzo: microcristalino, en cristales (a veces idiomorfos) y como cemento en continuidad óptica, de calcedonia, de carbonatos en cristales esparíticos y de piritas.

- El recrecimiento de cuarzo, dando lugar a cristales de contornos irregulares.

- La cementación con carbonatos.

- La sustitución de cuarzo por carbonato (calcita) y la posterior sustitución de carbonato por cuarzo microcristalino, criptocristalino y en cristales grandes.

- La alteración de piritas a óxidos de Fe.

- La recristalización y la silicificación

El orden de sucesión de los procesos es el siguiente:

1º) Etapa de silicificación

2º) Etapa de carbonatación (calcita esparítica) y apertura de fracturas

3º) Etapa de silicificación y sustitución de carbonatos por cuarzo.

N-11. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 43 de la columna VI (ver columna). Se trata de cuarcitas con arcilla de color pardo, estratificadas en niveles de 20 a 40 cm. de espesor. Se observan fracturas selladas y acumulación de micas en la superficie de los estratos.

Es una samita con tamaño cristalino comprendido entre 5 y 200 micras, predominando el de 100 micras. Los cristales son subangulosos, subredondeados, recrecidos, algunos idiomorfos, con contactos suturados.

Existe una intensa fracturación; algunas fracturas aparecen rellenas por carbonatos, otras por microcristales de cuarzo y las más estrechas por óxidos de Fe. Se observa un bandeo por acumulación preferente de óxidos de Fe, micas blancas y minerales arcillosos, que están afectados por pizarrosidad.

Su génesis se inicia con una disolución por presión con influencia de fuerzas de cizalla que orienta los minerales en zig-zag ; a esta etapa de compresión le sigue otra de distensión, que en algunos casos ha abierto fracturas con depósitos de óxidos de Fe y carbonatos. Los cristales muestran la influencia de esfuerzos tensionales. Se aprecia una leve esquistosidad de crenulación.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (70 %). Secundarios: feldespatos (6 %), plagioclasas (2 %), minerales arcillosos y micáceos (7 %), micas blancas (4 %), carbonatos (calcita) (5 %). Accesorios: opacos, turmalina, circón, apatito en inclusiones en cuarzo, rutilo (3-4 %). Hay óxidos de Fe (2 %).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales (algunos idiomorfos) y como cemento en continuidad óptica, además de feldespatos, plagioclasas, minerales arcillosos, micas blancas y calcita.

- La neoformación de nódulos de cuarzo.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La escasa cementación con carbonatos.

- La sustitución de cuarzo y feldespatos por carbonatos, y la posterior sustitución de carbonatos por cuarzo y feldespatos, además de la sustitución de cuarzo por óxidos de hierro.

- La recristalización y la silicificación, a la que ha seguido el proceso de carbonatación y con posterioridad a él se ha desarrollado la última etapa de silicificación.

N-9. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 43 de la columna VI (ver columna). Se trata de areniscas limolíticas de color pardo grisáceo, estratificadas en niveles de 20 cm. de espesor, de aspecto carbonoso, con estructuras sedimentarias y con bioturbación.

Es una pelita con tamaño cristalino comprendido entre 4 y 200 micras, predominando el de 100 micras. Los cristales son subangulosos-subredondeados, recrecidos, con contactos largos y suturados, también separados por minerales arcillosos y micáceos.

Hay una pequeña grieta rellena por óxidos de Fe. Se observan estructuras de carga y microkinkbands. Existe un bandeo mineralógico diferenciado por el tamaño cristalino, que es superior al de la media. También se aprecia pizarrosidad. Localmente las micas blancas se presentan flexionadas.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por minerales autógenos. Fundamentales: cuarzo (72 %) y minerales arcillosos y micáceos (18 %). Secundarios: feldespatos, plagioclasas, micas blancas (4 %). Accesorios: opacos, circón, turmalina y apatito en inclusiones (1 %). Hay óxidos de Fe (5 %).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral fundamentalmente de cuarzo: microcristalino y en cristales grandes, además de minerales arcillosos y micáceos, micas blancas, feldespatos, plagioclasas.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.

- La recristalización intensa y diferencialmente marcada según zonas y la silicificación.

N-8. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 43 de la columna VI (ver columna). Se trata de limolitas carbonosas de color pardo-grisáceo, estratificadas en niveles de 15 a 30 cm. de espesor; presentan laminación paralela.

Es una pelita con tamaño cristalino comprendido entre 2 y 100 micras, predominando el de 15 micras. Los cristales presentan gran variedad de formas, subredondeados, subangulosos, recrecidos, algunos idiomorfos, con contactos suturados y también envueltos por minerales arcillosos y micáceos.

No existe fracturación. Se observa un bandeado mineralógico, constituido por la acumulación de cristales de cuarzo de probable origen sedimentario, e influido por una incipiente pizarrosidad, que condiciona a su vez la orientación de micas. También hay algunas micas blancas orientadas perpendicularmente a la dirección general de la pizarrosidad y que serían posteriores a la misma; localmente las micas aparecen flexionadas. Son frecuentes los cristales de cuarzo con colas de esquistosidad.

En cuanto a la mineralogía, aunque se reconoce la existencia de granos de cuarzo detrítico posteriormenterecrecidos, está constituida en su mayor parte por minerales autigénicos. Fundamentales: minerales arcillosos y micáceos (50 %) y cuarzo (40 %). Secundarios: feldespatos (4 %), micas blancas (2 %). Accesorios: abundantes opacos, circón, turmalina, apatito en inclusiones, pirita, óxidos de Fe y materia orgánica transformada (4 %).

Los procesos más relevantes son:

- La autigénesis mineral de minerales arcillosos y micáceos, de cuarzo: microcristalino, en cristales (algunos subidiomorfos) y como cemento en continuidad óptica, de micas blancas, feldespatos y pirita.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial dando lugar a cristales con formas variadas.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino y su posterior evolución a formas cristalinas.

- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla.

- La recristalización y la silicificación.

N-6. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 43 de la columna VI (ver columna). Se trata de argilitas de color gris oscuro, estratificadas en niveles de 10 a 25 cm. de espesor y afectadas por esquistosidad.

Es una pelita con tamaño cristalino comprendido entre menos de 2 hasta 15 micras, predominando el de 3 micras. Los cristales son alotriomorfos y aciculares (micas) con contantes suturados.

Se observa un sistema de fracturas de distribución irregular, muchas de ellas vacías, otras rellenas por óxidos de Fe. Estas fracturas, aparentemente relacionadas con la esquistosidad, han servido de vía de circulación y posterior difusión de óxidos de Fe, después las fracturas han seguido funcionando y se ha producido, a través de ellas, la lixiviación parcial de los óxidos de Fe. Estas fracturas responden a esfuerzos distensivos. Los cristales reflejan el sometimiento a esfuerzos tensoactivos. Se observa orientación mineralógica como respuesta al desarrollo de la pizarrosidad, además de la posterior neofórmación de micas blancas adoptando una disposición perpendicular a la dirección general de la misma.

La mineralogía está constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo y minerales arcillosos y micáceos (75 %). Accesorios: abundantes opacos, micas blancas, feldespatos, circón, apatito, turmalina y piritas (10 %). Hay abundantes óxidos de Fe (15 %), que actúan como cemento.

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo microcristalino y en cristales que en su crecimiento engloban minerales arcillosos, además de minerales arcillosos y micáceos, micas blancas que en su crecimiento destruyen cristales de cuarzo, feldespatos y piritas.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.

- La alteración de piritas a óxidos de Fe.

- La recristalización y la silicificación.

N-5. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 43 de la columna VI (ver columna). Se trata de cuarcitas feldespáticas de color pardo, estratificadas en niveles de 20 a 40 cm. de espesor. En la superficie de los estratos se observan huellas de actividad orgánica.

Es una samita con tamaño cristalino comprendido entre 5 y 200 micras, predominando el de 100 micras. Los cristales son en su mayoría subangulosos, algunos subredondeados, recrecidos, e incluso aproximadamente subidomorfos, con contactos suturados.

Se observan pequeñas fracturas sin rellenar, así como grietillas rellenas por óxidos de Fe.

En cuanto a la mineralogía, aunque se reconoce la existencia de granos de cuarzo detríticos posteriormente recrecidos, está constituida en su mayoría por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo y calcedonia (74%), feldespatos (15%). Secundarios: algunas microclinas y plagioclasas (2%). Accesorios: abundantes turmalinas, circón, apatito, opacos y piritas (4%). Hay algunos óxidos de Fe (2%).

Los procesos más destacables son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales de formas variadas y como cemento en continuidad óptica, además de calcedonia, feldespatos con formas prismáticas, plagioclasas, micas blancas, minerales arcilloso-micáceos, piritas, turmalina, circón y apatito.
- El recrecimiento de cuarzo, dando lugar a cristales con formas subangulosas.
- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla.
- La transformación de los escasos minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.
- La recristalización y la silicificación.

N-3. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 43 de la columna VI (ver columna). Se trata de argilitas pizarrosas de color gris oscuro, estratificadas en niveles de 10 a 25 cm. de espesor, afectadas por esquistosidad y microplegamiento.

Es una pelita con tamaño cristalino comprendido entre 2 y 15 micras, predominando el de 6 micras. Los cristales son alotriomorfos y aciculares (micas), con contactos suturados.

Se aprecia un bandeo mineralógico diferenciado por el tamaño cristalino y por un menor contenido de material carbonoso; en el bandeo de mayor tamaño cristalino se observan micropliegues además de pizarrosidad, siendo ambos procesos anteriores a la fracturación. Las fracturas aparecen en su mayoría rellenas con cuarzo microcristalino.

También se observa la neoformación de cuarzo y micas blancas con posterioridad al desarrollo de la pizarrosidad, hecho reflejado por el crecimiento de los cristales con elongación perpendicular a la dirección general de la misma.

La mineralogía está constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (50%) y minerales arcillosos y micáceos (micas blancas) - (24%). Accesorios: opacos, circón, apatito, feldespatos (1%). Hay abundante materia carbonosa transformada (20%) y óxidos de Fe (5%).

Los procesos más destacables son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo (microcristalino y en pequeños cristales), además de minerales arcillosos y micáceos, y micas blancas.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.
- La recrystalización y la silicificación.

ESTUDIO PETROGRAFIO DE LAS MUESTRAS DE LA COLUMNA VII. BARRANCO DEL HORCAJO

N1-23. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 1 de la columna VII (ver columna). Se trata de cuarcitas de color gris claro, estratificadas en niveles de 40 cm. de espesor y diaclasadas. A techo de los estratos se observa laminación paralela.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 8 y 200 micras, predominando el de 100 micras. Los cristales son en su mayoría subangulosos, aunque también los hay subredondeados, recrecidos, con contactos largos y suturados.

Hay algunas fracturas que permanecen sin relleno, además de otras pequeñas grietas rellenas por óxidos de Fe. Se observa una ligera orientación mineralógica.

La mineralogía está constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (75 %). Secundarios: feldespatos (5 %), minerales arcillosos y micáceos (5 %), microclina y plagioclasas (1 %), micas blancas y biotita (1 %). Accesorios: abundantes turmalinas, circón, apatito en inclusiones en cuarzo, rutilo (2 %). Hay óxidos de Fe (11 %), dispersos y contorneando cristales de cuarzo que actúan como cemento.

Los procesos más destacables son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo (microcristalino y en cristales grandes), además de minerales arcillosos y micáceos, feldespatos, plagioclasas, biotita, óxidos de Fe, turmalina y circón ambos con formas tabulares.
- El recrecimiento sintaxial de cuarzo.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.
- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla.
- La recristalización y la silicificación son intensas.

N1-24. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 1 de la columna VII (ver columna). Se trata de limolitas de color gris oscuro-verdoso que presentan ripples de corriente y están afectadas por esquistosidad.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 2 y 70 micras, predominando el de 40 micras. Los cristales son alotriomorfos, recrecidos y subidiomorfos (cuarzo), con contactos largos y también rodeados por los minerales arcillosos y micáceos.

Se observan bandas alternantes constituidas por la acumulación preferencial de cristales de cuarzo con un tamaño superior al de la media. Se aprecia una pizarrosidad bien marcada, así como microslumping. Hay algunas fracturillas estrechas.

La mineralogía está constituida en su mayoría por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (73 %). Secundarios: feldespatos (10 %), minerales arcillosos y micáceos (micas blancas) (10 %). Accesorios: opacos, -citrón, rutilo, turmalina, apatito, algunas plagioclasas (2 %). Hay óxidos de Fe (5 %).

Los procesos más destacables son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en nódulos, en cristales subidiomorfos-idiomorfos y como cemento en -continuidad óptica, además de minerales arcillosos y micáceos y feldespatos.
- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, dando lugar a cristales con formas variadas.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.
- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla.
- La recristalización y la silicificación.

Nl-34. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 1 de la columna VII (ver columna). Se trata de areniscas limosas de color ocre oscuro en superficie, grises en fresco, que están bien estratificadas en niveles de 40 cm. a 1 m. de espesor. Se observan trenes de ripples, ripples de corriente y laminación paralela. Están afectadas por diaclasado y plegamiento.

Es una samita constituida por una alternancia de bandas de diferente tamaño mineralógico; de 2 a 15 micras en las bandas limolíticas y de 70 a 120 micras en las de tamaño samita. En las bandas limolíticas los cristales son alotriomorfos con contactos suturados; en las de tamaño arena, los cristales son subangulosos-subredondeados, recrecidos, idiomorfos, con contactos suturados y cóncavos-convexos de disolución por presión. Hay un conjunto de fracturas de distribución irregular rellenas por cristales de cuarzo. Se observa bioturbación, así como un bandeado de micas blancas neoformadas, que han sido sometidas a esfuerzos tensionales. Existe pizarrosidad especialmente marcada en las bandas limolíticas. Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulante.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por minerales autigénicos, aunque se reconoce la existencia de cuarzo detrítico posteriormente recrecido. Fundamentales: cuarzo (60 %) y minerales arcillosos y micáceos (21 %). Secundarios: feldespatos (microclina) (4 %), plagioclasas (2 %), micas blancas (2 %), cloritas y biotitas (2 %), material orgánica transformada (querógeno) (5 %). Accesorios: opacos, piritas, turmalina y circón (1 %). Hay óxidos de Fe dispersos en la masa (3 %).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: criptocristalino, microcristalino, en cristales de formas variadas, algunos idiomorfos y como cemento en continuidad óptica; además de minerales arcillosos y micáceos, feldespatos con formas tabulares, plagioclasas, biotitas, cloritas y piritas.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial a partir de granos detríticos dando lugar a cristales con formas subangulosas.

- La sustitución de minerales de arcilla por feldespatos tabulares.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.
- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla.
- La disolución por presión que da lugar a los contactos cóncavo-convexos entre los cristales.

- La recristalización y la silicificación intensas.

N1-20. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 3 de la columna VII (ver columna). Se trata de cuarcitas de color pardo en superficie, crema en corte fresco, estratificadas en niveles de 15 a 50 cm. de espesor. Están diaclasadas y afectadas por esquistosidad. Presentan laminación paralela ripples de corriente y formas canaliformes. También hay filoncillos de cuarzo y bioturbación con abundantes burrows. En la superficie de los estratos, las pátinas ferruginosas les confieren un color oscuro.

Es una samita de tamaño cristalino, comprendido entre 5 y 150 micras, predominando el de 90 micras. Los cristales son subangulosos-subredondeados, recrecidos, con contactos largos y suturados.

Se observan fracturas de distribución irregular, algunas vacías, otras rellenas por cristales de cuarzo, y unas grietillas más estrechas rellenas por óxidos de Fe. Se aprecian masas redondeadas de cristales de cuarzo en mosaico, correspondientes a burrows; también hay una porosidad de huecos que no han sido rellenos. Existe orientación mineralógica que afecta especialmente a los minerales arcillosos y micáceos.

La mineralogía, aunque se reconoce la existencia de granos de cuarzo detrítico, posteriormente recrecidos y de minerales arcillosos y micáceos de origen sedimentario recrystalizados, está constituida en su mayoría por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (86 %). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (4 %), micas blancas muy abundantes (6 %), Accesorios: opacos, turmalina, circón, apatito, rutilo (2 %). Hay óxidos de Fe (2 %).

Los procesos más destacables son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales de formas variadas y como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcillosos y micas blancas.

- El recrecimiento de cuarzo syntaxial a partir de granos de origen detrítico.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino que actúa como cemento.

- La recrystalización muy intensa y la silicificación.

N2-12. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 3 de la columna VII (ver columna). Se trata de cuarcitas de color granate, estratificadas en niveles de 10 a 40 cm. de espesor. Presentan bandeo mineralógico y filoncillos de cuarzo, además de bioturbación intensa y burrows.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 3 y 100 micras, predominando el de 70 micras. Los cristales son subangulosos-subredondeados, recrecidos, algunos subidiomorfos, con contactos suturados.

Se observan escasas fracturas parcialmente rellenas por cristales de cuarzo. Hay masas redondeadas que se han identificado como resultado de bioturbación.

En cuanto a la mineralogía, aunque se reconoce la existencia de granos de cuarzo detrítico; subredondeados y posteriormente recrecidos y de feldespatos, está constituida en su mayor parte por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo 88%. Secundarios: minerales arcillosos y micáceos (6 %) y micas blancas (4 %). Accesorios: opacos, circón, turmalina, apatito en inclusiones en cuarzo, rutilo, algunos feldespatos y piritas (2 %). Hay escasos óxidos de Fe (menos del 0,5 %).

Los procesos más destacables son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, criptocristalino, en cristales (algunos subidiomorfos) y como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcillosos, micas blancas, turmalina, circón y apatito.
- El recrecimiento de cuarzo a partir de granos detríticos, dando lugar a cristales subangulosos-subredondeados.
- La alteración de feldespatos a minerales arcillosos.
- La transformación de minerales arcillosos en cuarzo micro y criptocristalino.
- La recristalización y silicificación son intensas.

N1-18. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 3 de la Columna VII (ver columna). Se trata de cuarcitas de color marrón oscuro en superficie, cremas en corte fresco, estratificadas en bancos potentes de hasta 2 metros. Aparecen diaclasadas y con abundantes pátinas ferruginosas superficiales.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 30 y 200 micras, predominando el de 90 micras. Los cristales son subredondeados-redondeados en su mayoría, aunque también los hay subangulosos; generalmente recrecidos, con contactos largos y localmente suturados.

Se observan pequeñas fracturas de distribución irregular, algunas rellenas por cristales de cuarzo.

La mineralogía está constituida por minerales detríticos y autigénicos. Fundamentales: cuarzo, en granos redondeados de origen detrítico - (55%), y cuarzo de neoformación (36%). Secundarios: micas blancas abundantes (5%). Accesorios: opacos, turmalina, apatito, circón, rutilo (2%). Hay escasos óxidos de Fe (2%).

Los procesos más relevantes son:

- El recrecimiento sintaxial de cuarzo, a partir de los granos detríticos.
- La autigénesis mineral de cuarzo, micas blancas y turmalinas.
- La recristalización y la silicificación.

ESTUDIO PETROGRAFICO DE LAS MUESTRAS DE LA COLUMNA VIII. BARRANCO DEL VARDALGAL.

N1-15.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 1 de la columna VIII (ver columna). Se trata de areniscas ferruginosas de color rojo intenso estratificadas en niveles de 30 a 50 cm. de espesor; tienen aspecto oque roso y presentan gran cantidad de óxidos de Fe que se disponen en enreja do.

Es una samita de tamaño de grano comprendido entre 30 y 200 micras, predominando el de 90 micras. El esqueleto está constituido por clastos de cuarzo detrítico con formas en su mayoría subredondeadas y también sub angulosas, a veces recrecidas que aparecen flotando en el cemento de óxi- dos de Fe.

Se observan poros o cavidades sin relleno (5%) y alguna grieta mar- ginal.

La mineralogía está constituida en su mayoría por minerales detríti- cos. Fundamentales: cuarzo 50%. Accesorios: feldespatos (muy escasos), - algún apatito (0,1%): Como componentes autigénicos: cuarzo (microcrista lino, criptocristalino), ópalo y calcedonia fibrosa (10%). Como cementos hay óxidos de Fe muy abundantes (40%).

En cuanto a los procesos, destacan:

- El recrecimiento de granos de cuarzo con cuarzo microcristalino y ópalo, adoptando formas idiomorfias en el estadio final de la evolución.

- La autigénesis mineral de ópalo, calcedonia y cuarzo pudiéndose observar el proceso evolutivo de uno a otro estadio cristalino (ópalo → calcedonia → cuarzo).

- La alteración de feldespatos

- La cementación con óxidos de Fe.

- La recristalización, no muy marcada.

Nl-17. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 2 de la columna VIII (ver columna). Se trata de limolitas ferruginosas, estratificadas en niveles - delgados de 10-25 cm. de espesor, de color pardo oscuro, y con abundantes óxidos de Fe.

Es una pelita con tamaño de grano comprendido entre 4 y 90 micras, - predominando el de 40 micras. Los cristales son subredondeados-subangulosos, recrecidos, con contactos suturados.

Se observan algunas fracturas rellenas por óxidos de Fe. Existe pizarrinidad que condiciona la orientación mineralógica, especialmente de los minerales arcillosos y micáceos. Los minerales aparecen sometidos a esfuerzos tensionales. Hay una porosidad asociada a grietas y cavidades que no supera el 4 %.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por minerales autigénicos, aunque se reconoce la existencia de granos de cuarzo de origen - detrítico, posteriormente recrecidos. Fundamentales: cuarzo (54 %). Secundarios: feldespatos (8 %), minerales arcillosos y micáceos muy transformados y micas blancas (12 %). Accesorios: opacos, circón, turmalina, apatito en inclusiones en cuarzo, algunas plagioclasas y biotitas (1,5 %). Hay óxidos de Fe primarios (25 %) que actúan como cemento.

Los procesos más destacables son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales con formas amigdalares y subidiomorfos y como cemento en continuidad óptica; además de minerales arcillosos y micas blancas.
- El recrecimiento de cuarzo, a partir de granos detríticos dando lugar a cristales subangulosos y subredondeados.
- La cementación con óxidos de Fe.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.
- La alteración de feldespatos a minerales de la arcilla.
- La recristalización especialmente intensa según zonas y la silicificación.

N-14.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 4 de la columna VIII (ver columna). Se trata de argilitas de color gris oscuro-verdoso, estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor, diaclasadas y afectadas por esquistosidad.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 2 y 25 micras, predominando el de 7 micras. Los cristales son alotriomorfos (minerales arcillosos y micáceos), subangulosos, recrecidos (cuarzo) y con contactos suturados.

Se observa una ligera deformación ondulante que afecta a los minerales. Hay una serie de cantos blandos que se disponen orientados en una banda; alrededor de ellos se acumula preferencialmente la materia orgánica, y una serie de pequeñas fracturas bordean los cantos. Se aprecia una leve pizarrosidad.

En cuanto a la mineralogía, la mayor parte de los minerales son autigénicos. Fundamentales: minerales arcillosos y micáceos (62%), cuarzo (20%). Secundarios: feldspatos (8%), micas blancas (3%). Accesorios: - opacos, turmalina, rutilo, circón, apatito, querógeno (1%). Hay óxidos de Fe (6%).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino y en cristales subangulosos-subredondeados e incluso subidiomorfos, además de minerales arcillosos y micas blancas.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino, que actúa como cemento.

- La recristalización y la silicificación son intensas.

Nl-6. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 12 de la columna VIII (ver columna). Se trata de limolitas arenosas ferruginosas de color pardo rojizo, estratificadas en niveles de 10 a 40 cm. de espesor. Los óxidos de Fe son muy abundantes y se disponen en enrejado.

Es una pelita con tamaño de grano comprendido entre 10 y 300 micras, predominando el de 40 micras. Los clastos son subredondeados, recrecidos, flotando en el cemento de óxidos de Fe, o envueltos por los minerales arcillosos y micáceos.

Existen abundantes fracturas aproximadamente subparalelas, a veces - rellenas por óxidos de Fe, a partir de las cuales se produce una difusión no homogénea de los óxidos de Fe hacia la masa. Se aprecia pizarrosidad - que condiciona la orientación mineralógica de los cristales de cuarzo, más pronunciada según zonas.

La mineralogía está constituida por minerales detríticos y autigénicos. Fundamentales: cuarzo, en clastos subredondeados recrecidos (35 %), minerales arcillosos muy transformados en cuarzo microcristalino (29 %), Secundarios: micas blancas y feldespatos (4 %). Accesorios: opacos, turmalina y circón (2 %). Hay abundantes óxidos de Fe (30 %), que producen la ferruginización de la masa, e incluso penetran en el interior de cristales de cuarzo fracturados.

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral de cuarzo: microcristalino y en pequeños - cristales, además de minerales arcillosos y micáceos, micas blancas y feldespatos.

- El recrecimiento sintaxial de cuarzo a partir de granos de cuarzo detrítico.

- La transformación de los minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino, que actúa como cemento.

- La cementación con óxidos de Fe.

- La recristalización y la silicificación.

N1-9. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 12 de la columna VIII (ver columna). Se trata de cuarcitas feldespáticas de color pardo-oscuro, estratificadas en niveles de 30 a 40 cm. de espesor.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 20 y 200 micras, predominando el de 100 micras. Los cristales son en su mayoría subangulosos, recrecidos, con contactos suturados.

Se observan algunas fracturas rellenas por cristales de cuarzo elongados en sentido perpendicular a las paredes.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (69 %) y feldespatos (25 %). Secundarios: minerales arcillosos y micáceos, micas blancas, cloritas y algunas plagioclasas (4 %). Accesorios: opacos, circón, turmalina, apatito, rutilo, alguna piritita (2 %).

En cuanto a los procesos, destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: micro y criptocristalino, en cristales y como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcillosos y micáceos, micas blancas, cloritas y feldespatos.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial, dando lugar a cristales recrecidos.

- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.

- La alteración de feldespatos a minerales de arcilla y cuarzo criptocristalino, observándose todas las etapas de alteración y presentando coronas de alteración de cloritas.

- La recristalización y la silicificación.

Nl-3. Corresponde a la muestra tomada en el tramo l2 de la columna VIII (ver columna). Se trata de limolitas ferruginosas de color rojizo oscuro en su superficie, marrón oscuro en fresco, estratificadas en niveles de 20 a 30 cm. de espesor, con abundantes óxidos de Fe y pátinas ferruginosas superficiales.

Es una pelita de tamaño de grano comprendida entre 2 y 70 micras, predominando el de 25 micras. Los clastos son subangulosos-subredondeados (cuarzo), recrecidos, algunos alotriomorfos con contactos largos y suturados, flotando en el cemento de óxidos de Fe.

Se observan algunas pequeñas fracturas estrechas, rellenas por óxidos de Fe, así como un bandeado diferenciado por el tamaño de los clastos y por un mayor contenido de óxidos de Fe en las zonas de menor tamaño de grano. Existe pizarrosidad, que condiciona especialmente la orientación mineralógica de los minerales arcilloso-micáceos.

En cuanto a la mineralogía está constituida en su mayor parte por clastos detríticos. Fundamentales: cuarzo (67 %). Secundarios: minerales arcilloso-micáceos, micas blancas y feldespatos (13 %). Accesorios: opacos y circón (0,5 %). Hay abundantes óxidos de Fe que actúan como cemento (20 %).

Los procesos más relevantes son:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino, en cristales de formas variadas y como cemento en continuidad óptica, además de minerales arcillosos y micas blancas.
- El recrecimiento sintaxial de cuarzo a partir de clastos de cuarzo detrítico.
- La cementación con óxidos de Fe.
- La transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.
- La cementación con óxidos de Fe.
- La recristalización y la silicificación.

Nl-4. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 12 de la columna VIII (ver columna). Se trata de areniscas ferruginosas de color pardo oscuro.

Es una samita de tamaño de grano comprendido entre 30 y 500 micras, predominando el de 150 micras. Los clastos de cuarzo son redondeados-subredondeados, subangulosos, también algunos presentan formas agudas. Los contactos son puntuales-largos y también envueltos en la matriz lutítica de minerales de arcilla.

Se observan algunas fracturas estrechas.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por clastos detríticos. Fundamentales: cuarzo (75 %) y minerales de la arcilla, chamosita a veces con formas amorfas, otras subredondeadas (18 %). Accesorios: opacos, micas blancas, escasos feldespatos, apatito, circón, turmalina y pirritas (2 %). Hay óxidos de Fe, contorneando clastos y dispersos en la masa que actúan como cemento (5 %).

En cuanto a los procesos, destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de minerales de la arcilla y de chamosita; también, aunque de forma escasa, de cuarzo en microcristales y en pequeños cristales.

- La recristalización de cuarzo.

N1-8.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 13 de la columna VIII (ver columna). Se trata de biomicritas según la clasificación de FOLK (1962), Packstone según la de DUNHAM (1962), de color pardo-beige, estratificadas en niveles de 0,5 a 1 metro de espesor.

La textura es de depósito, el tamaño de los cristales es micrítico, localmente micro-esparítico y son alotriomorfos. La relación aloquímicos/cemento + matriz es 50/50.

La mineralogía está constituida por un cemento-matriz de calcita micrítica, destacando como componentes aloquímicos los abundantes fósiles: cistideos, briozoos, crinoideos, placas de equinodermos. La fauna está esparitizada, constituyéndose grandes cristales de calcita esparítica, a veces con un núcleo micrítico, que constituyen el 50% del total. Como otros componentes autigénicos hay algunos cristales de cuarzo alotriomorfos muy escasos. También hay materia orgánica transformada dispuesta en finos hilillos (2%).

En cuanto a los procesos destacan:

- La cementación
- La recristalización
- La autigénesis mineral, de cristales de cuarzo en el interior de los fósiles esparíticos.

N-17. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 14 de la columna VIII (ver columna). Se trata de cuarcitas de color pardo, estratificadas en niveles lenticulares de 5 a 15 cm. de espesor.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 10 y 100 micras, predominando el de 50 micras. Los cristales son alotriomorfos, subredondeados-subangulosos, recrecidos y con contactos suturados.

Hay una fracturación intensa y de distribución irregular, rellena en su mayor parte por carbonatos (calcita esparítica) recubiertos por óxidos de Fe, aunque también las hay rellenas por óxidos de Fe y algunas por cuarzo microcristalino. Se observa pizarrosidad especialmente marcada según zonas, además de laminación cruzada remarcada por los óxidos de Fe.

La mineralogía está constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (69 %). Accesorios: opacos, turmalina, apatito, circón, micas blancas, piritas (8 %). Hay óxidos de Fe abundantes (15 %) y carbonatos (calcita esparítica de relleno de fracturas, 8 %).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral de cuarzo, microcristalino y en pequeños cristales, además de micas blancas, turmalina y especialmente de grandes cristales de pirita con formas cúbicas y framboidales.
- La neoformación de cuarzo epitaxial a favor de las sombras de piritas.
- El recrecimiento syntaxial de cuarzo muy intenso.
- La cementación con óxidos de Fe.
- La recristalización y la silicificación.

N-16. Corresponde a la muestra tomada en el tramo 15 de la columna VIII. - (ver columna). Se trata de ortocuarzitas blancas, estratificadas en bancos potentes de hasta 2 m. Están muy diaclasadas y presentan gran cantidad de juntas de extensión. Localmente se observan pátinas ferruginosas.

Es una samita de tamaño cristalino comprendido entre 25 y 500 micras, predominando el de 250 micras. Los cristales son subredondeados-subangulosos, recrecidos y con contactos suturados.

Se observa una fractura totalmente rellena por cristales de cuarzo - elongados.

La mineralogía está constituida en su mayor parte por minerales autigénicos, aunque se reconoce la existencia de clastos de cuarzo detríticos redondeados y posteriormente recrecidos. Fundamentales: cuarzo (97 %). Accesorios: escasos minerales arcillosos y micáceos, feldespatos, algún circon, turmalina, apatito en inclusiones en cuarzo, rutilo, micas blancas - (3 %).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: en cristales y como cemento en continuidad óptica, además de micas blancas, turmalina, - minerales arcillosos y micáceos, feldespatos.

- El recrecimiento de cuarzo sintaxial muy intenso, a partir de granos generalmente microcristalinos, a veces policristalinos, de cuarzo detrítico.

- La alteración de los escasos feldespatos a cuarzo micro y criptocristalino.

- La recristalización y la silicificación son muy intensas.

N1-7.

Corresponde a la muestra tomada en el tramo 16 de la columna VIII (ver columna). Se trata de limolitas ferruginosas de color gris oscuro.

Es una pelita de tamaño cristalino comprendido entre 2 y 60 micras, predominando el de 30 micras. Los cristales son alotriomorfos, subangulosos, recrecidos con contactos largos y puntuales y envueltos en el material lutítico.

Se observan micropliegues que afectan a material con diferente tamaño cristalino, y que aparecen contorneados por óxidos de Fe; además - la fracturación es intensa, normalmente con relleno de óxidos de Fe. Se aprecia pizarrosidad muy marcada. Existe una porosidad asociada a grietas y huecos.

La mineralogía está en su mayor parte constituida por minerales autigénicos. Fundamentales: cuarzo (52%), minerales arcillosos y micáceos (24%). Secundarios: micas blancas y feldespatos (5%). Accesorios: circon, turmalina, apatito y materia orgánica transformada (1%). Hay óxidos de Fe introducidos a favor de las fracturas, a partir de las cuales se difunden produciendo la cementación de la roca de forma difusa (18%).

En cuanto a los procesos destacan:

- La autigénesis mineral, fundamentalmente de cuarzo: microcristalino y en pequeños cristales (alotriomorfos y subidiomorfos), además de minerales arcillosos y micáceos, micas blancas y feldespatos.
- El recrecimiento sintaxial de cuarzo.
- La intensa transformación de minerales arcillosos y micáceos en cuarzo microcristalino.
- La recrystalización y la silicificación, más marcadas según zonas.

II.- FOTOMICROGRAFIAS.



Foto 1.- Detalle de un filón de cuarzo emplazado a favor de una falla. La intensa silicificación ha producido el total reemplazamiento de la roca original.

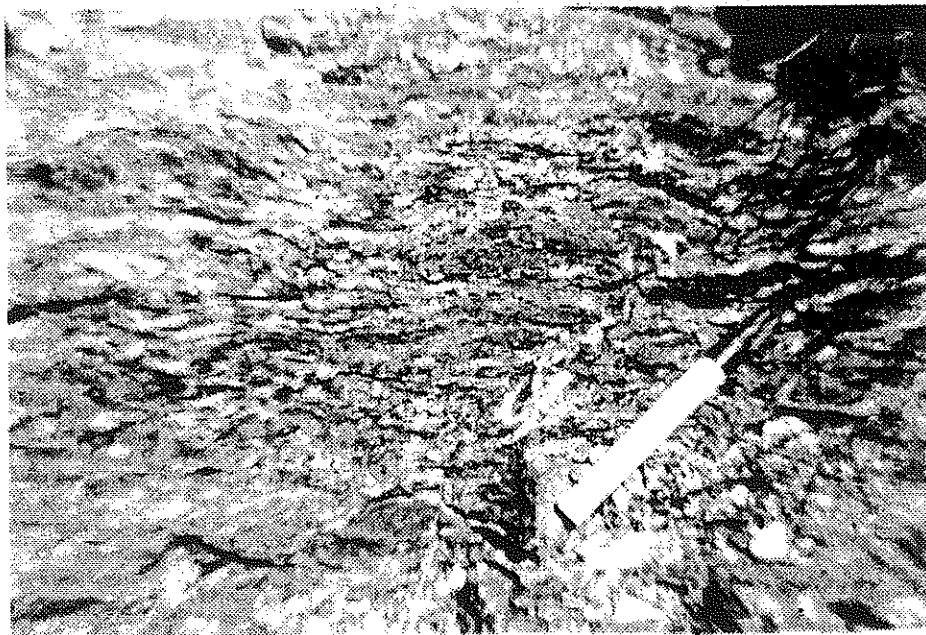


Foto 2.- Proceso de silicificación en una arenisca situada en las inmediaciones de una falla. La roca adquiere un aspecto brechificado por la abundancia de lentejones y filoncillos de cuarzo.

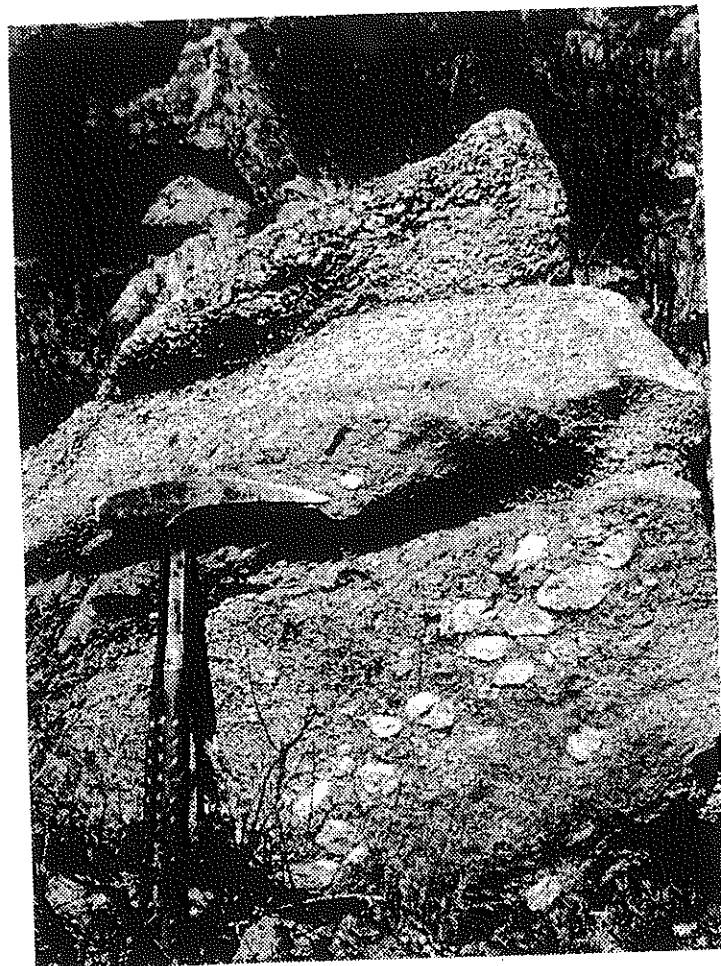


Foto 3.- Aspecto "pseudoconglomerático" de una grauwaca (vease centro de la foto) de la base de la Formación Cuarcita de Bámbola (Cámbrico inferior), tras haber soportado un proceso de nodulización. El bandeado constituido por los nódulos de mayor tamaño es oblicuo a la estratificación.

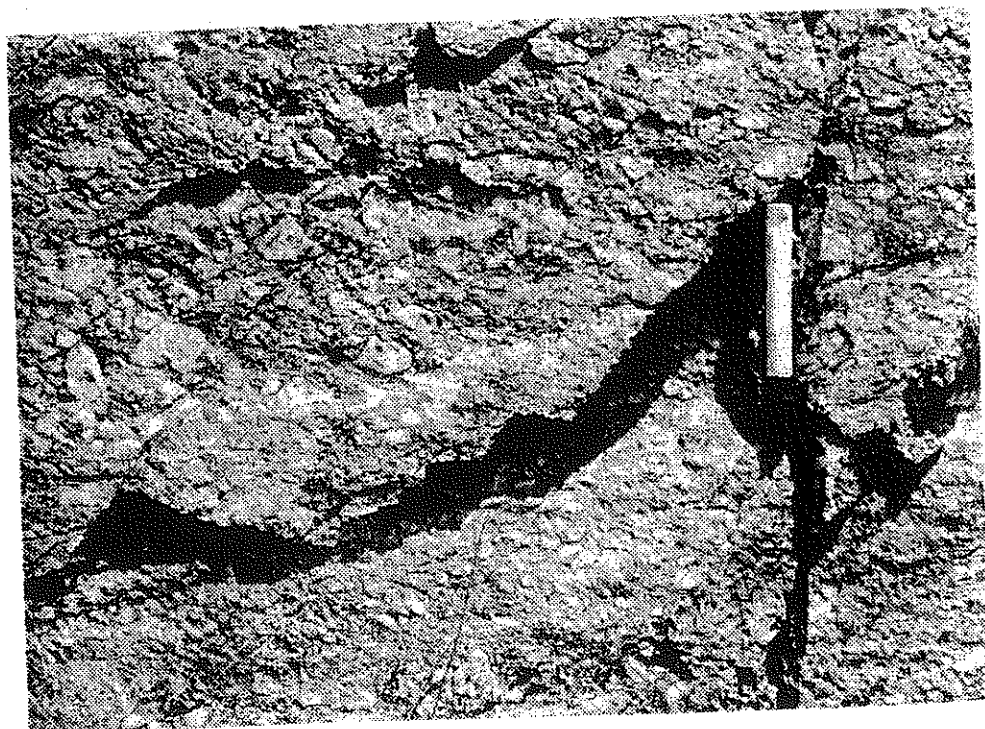


Foto 4.- Aspecto brechiforme que adopta la roca tras un intenso proceso de silicificación, que da lugar a la formación de nódulos con formas variadas y sin que se mantengan alineaciones preferenciales.

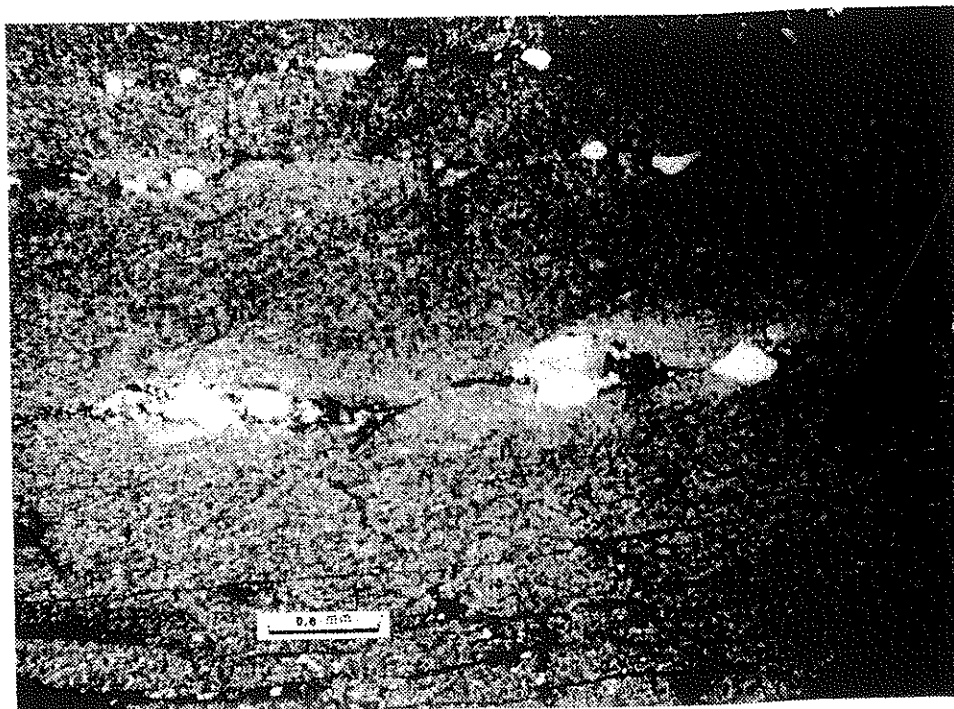


Foto 5.- Nodulización en una argilita, con localización preferente en líneas de fractura ligeramente oblicuas a una pizarrosidad poco acentuada. (Formación Pizarras del Jalón, Cámbrico inferior).

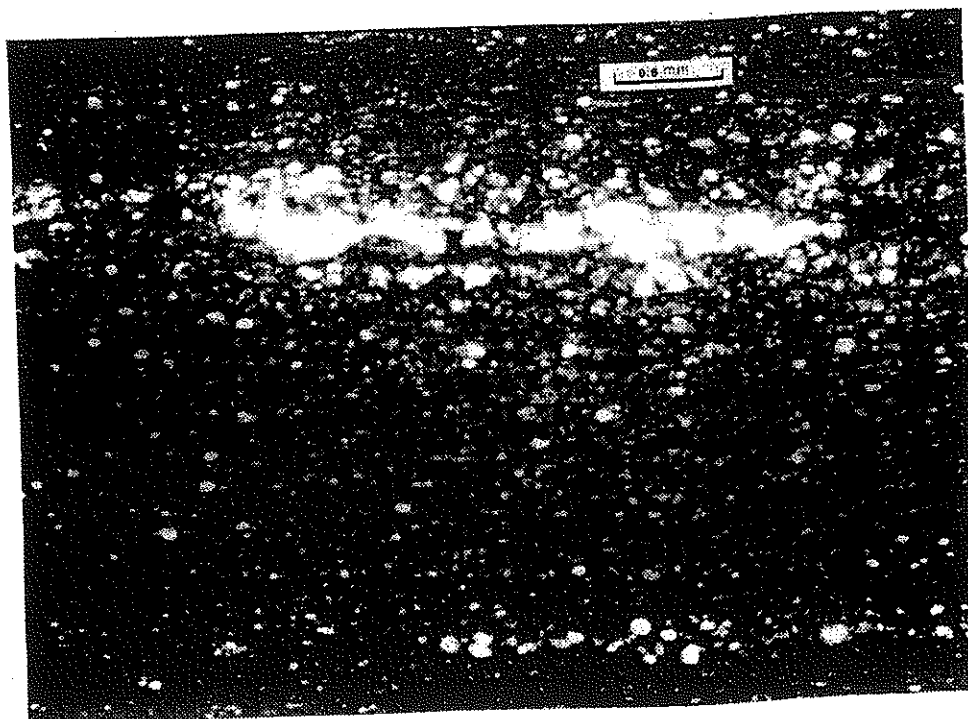
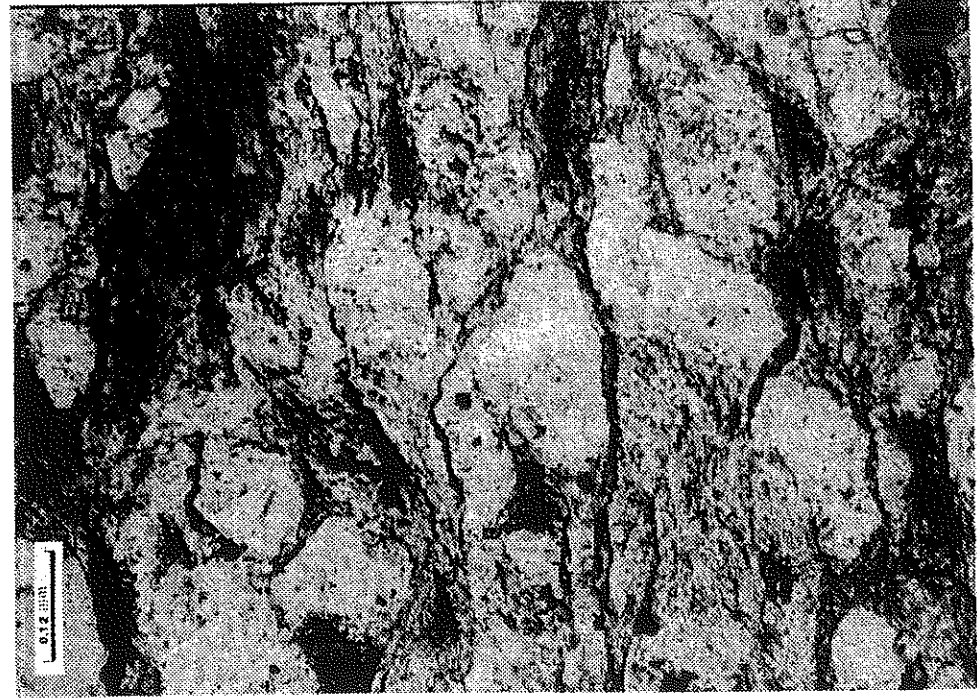
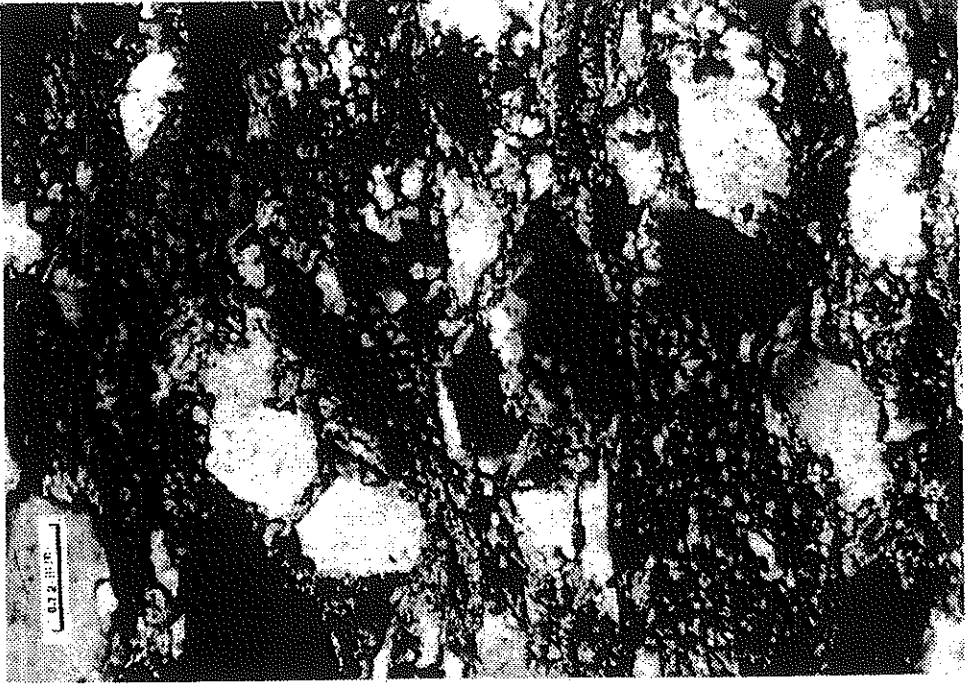


Foto 6.- Nodulización en una limolita. Los nódulos de sílice se pueden formar tanto aleatoriamente en la masa de la roca, como de forma preferencial en superficies de esquistosidad o constituyendo lineaciones con la dirección de la pizarrosidad. (Formación Pizarras de Huérmeda, Cámbrico inferior).



Fotos 7 y 8.- Aspecto en nícoles paralelos y nícoles cruzados de una roca grauwáquica, en la que se pueden observar las etapas 1ª y 2ª del proceso de nodulización. (Formación Capas de Embid , Cámbrico inferior).

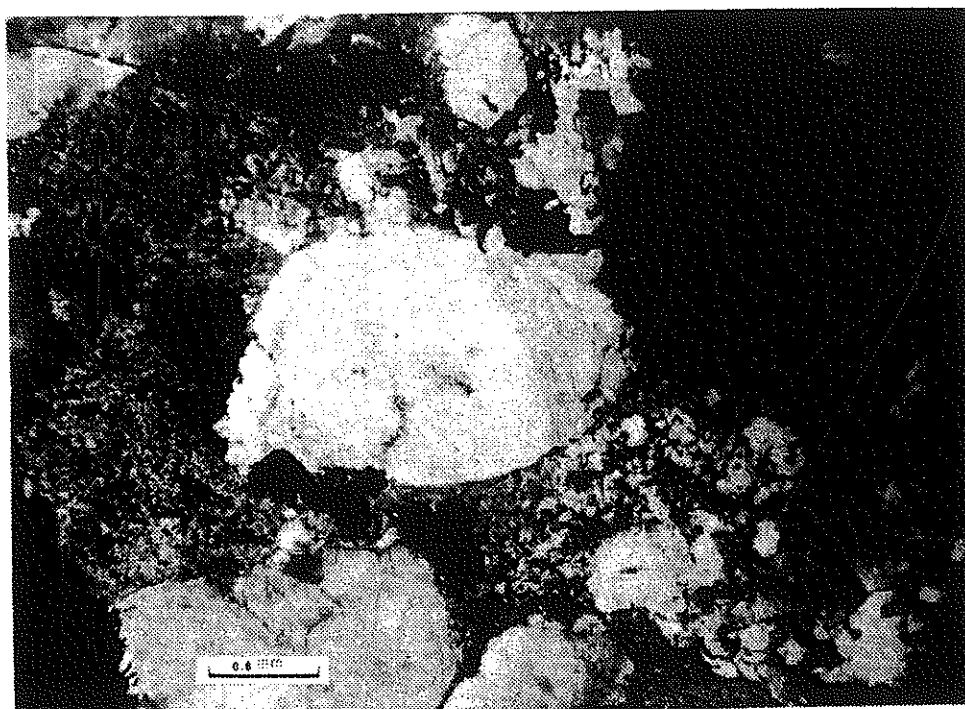


Foto 9.- Nódulo de sílice con una última fase de neoformación a favor de sombras de presión. El aspecto del grano central es el resultado final - del proceso de nodulización, con formación por agrupamiento y reordenación estructural de un monocristal. (Roca grauwáquica de la Formación Cuarcita de Bámbola, Cámbrico inferior).

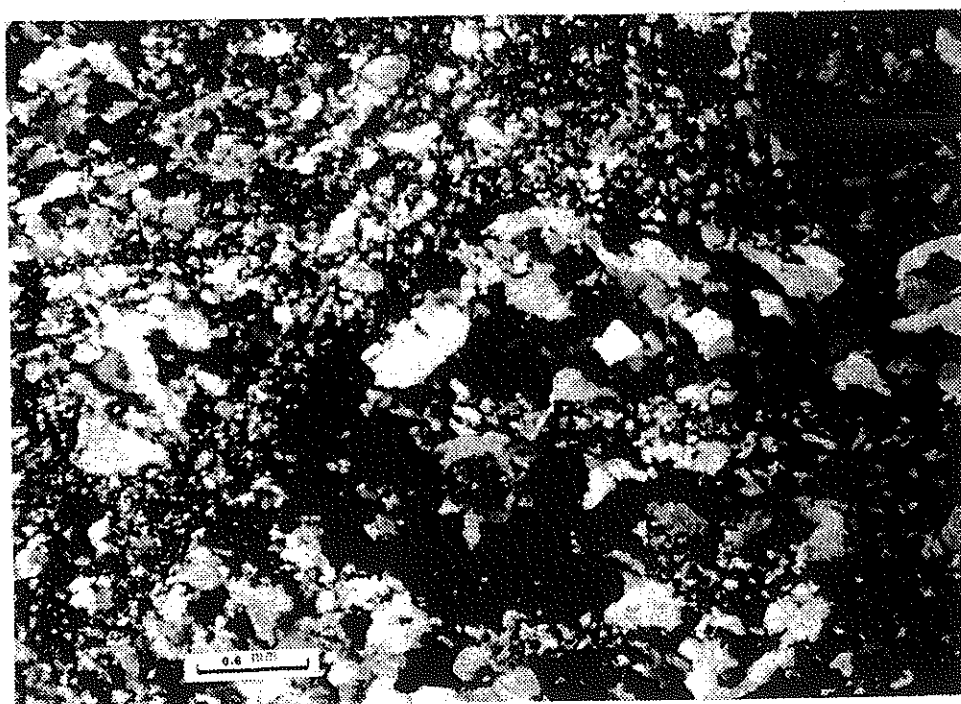


Foto 10.- Etapas 1ª y (2ª) del proceso de nodulización en un ortocuarcita, obsérvese la existencia de ópalo, calcedonia y el mosaico cristalino que a lo largo del proceso evolutivo conducirá a la formación del nódulo silíceo, cuyos contornos comienzan a definirse. (Serie Ibérica indiferenciada, Cámbrico superior a Ordovícico inferior).

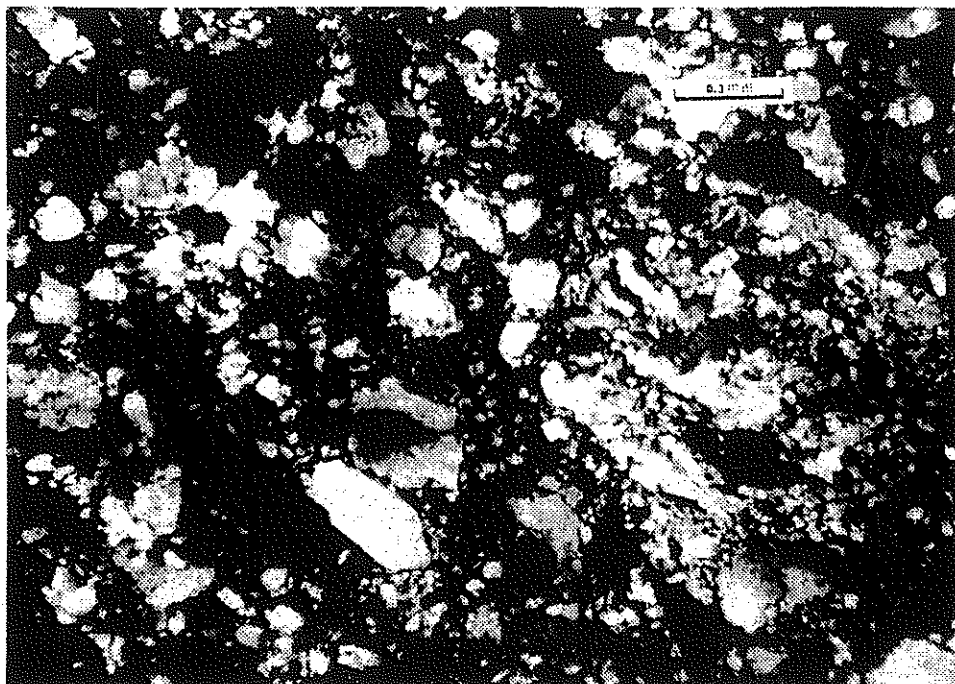


Foto 11.- Etapa 1ª del proceso de nodulización en una ortocuarcita con un escaso porcentaje de ortomatriz arcillosa. El nódulo está constituido por calcedonia y cuarzo alotriomorfo, quedando remarcado el borde por la interposición de arcillas. Obsérvese la neoformación de cuarzo con hábitos subidiomorfos-idiomorfos, no incluidos en nódulos. (Serie Ibérica indiferenciada, Cámbrico superior a Ordovícico inferior).

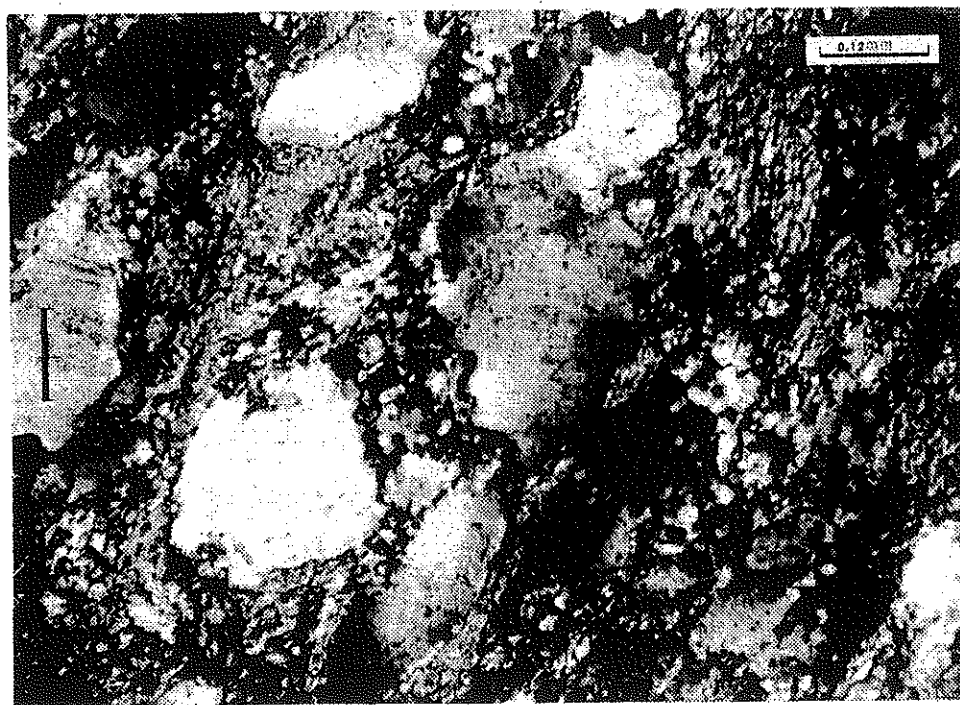


Foto 12.- Proceso de nodulización en una roca grauwáquica. Se observa la neoformación de distintos nódulos, algunos de los cuales tienen ya una parte constituida por un monocristal de cuarzo, en tanto que el resto es un mosaico micro-criptocristalino (etapa 2ª). De acuerdo con el proceso evolutivo propuesto, el conjunto central en el que se aprecian tres unidades, desembocará en la constitución de un solo nódulo. (Formación Capas de Embid, Cámbrico inferior).

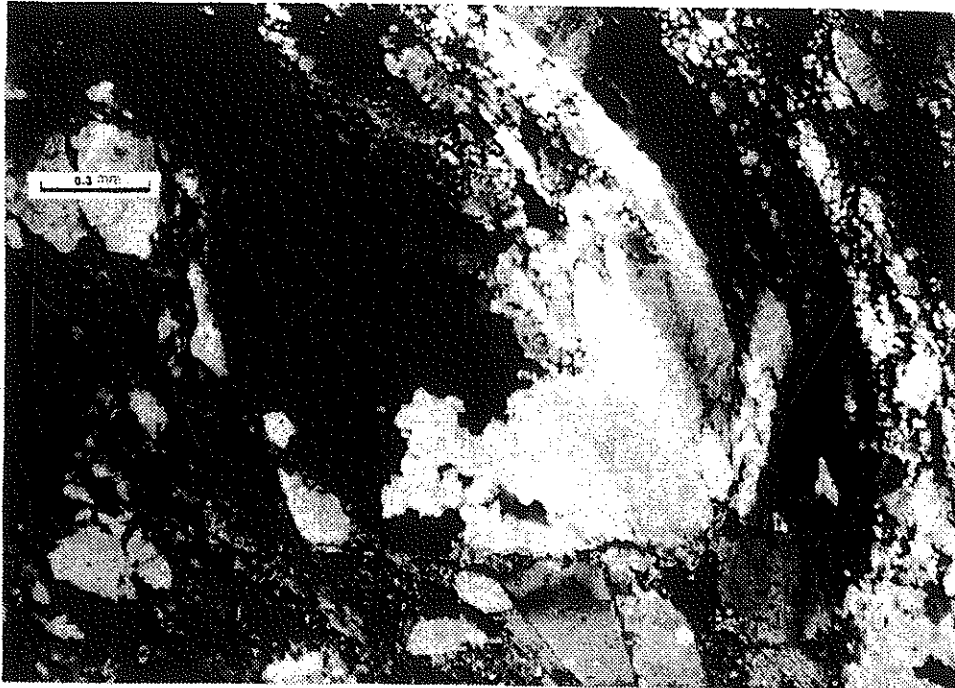


Foto 13.- Etapas 1ª, 2ª y (3ª) de formación de un nódulo en una roca - grauwáquica. Se observa que la zona central ha evolucionado hasta constituir dos monocristales. Alrededor de este núcleo central, la neoformación de cuarzo ha dado lugar a la adquisición de "envueltas" (de las que se llegan a identificar hasta cuatro), la última de las cuales tiene carácter micro y criptocristalino. Puede verse que el crecimiento del nódulo se ve dificultado por la existencia de cuarzoes detríticos o de neoformación anterior, pero no es detenido, quedando en este caso englobados en aquel. (Formación Cuarcita de Bámbola, Cámbrico inferior).

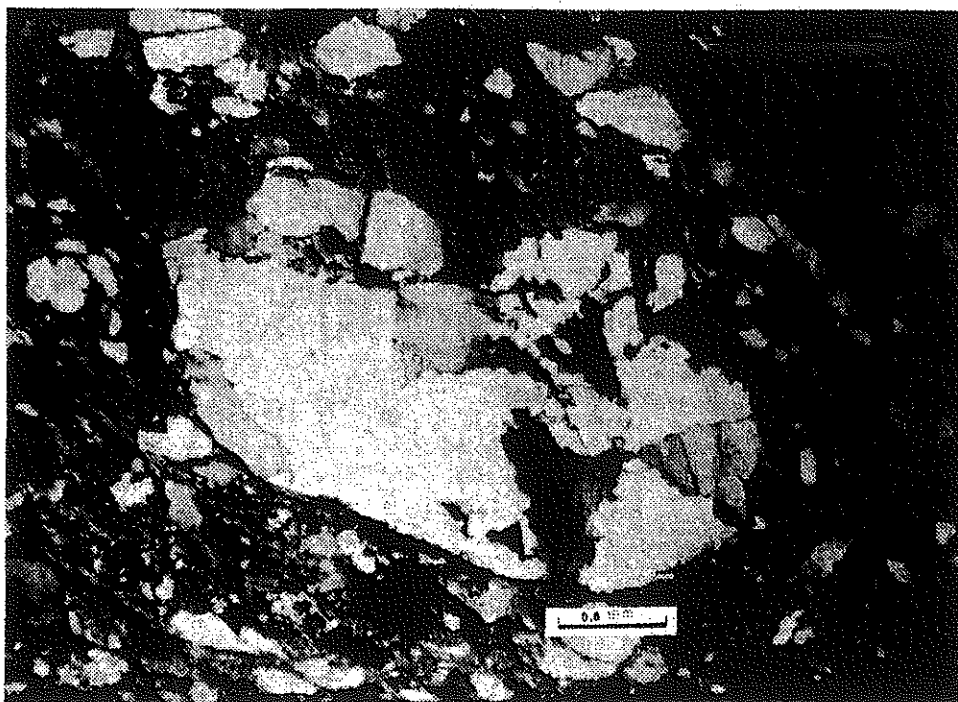


Foto 14.- Etapas 2ª y (3ª) del proceso de nodulización. El crecimiento y reordenación del cuarzo da lugar a la formación de un mosaico macrocristalino en el que los cristales neoformados presentan contactos suturados. Cantos detríticos de cuarzo (o autigénicos de etapas anteriores) son asimilados en el conjunto noduliforme. Formación Cuarcita de Bámbola, Cámbrico inferior.

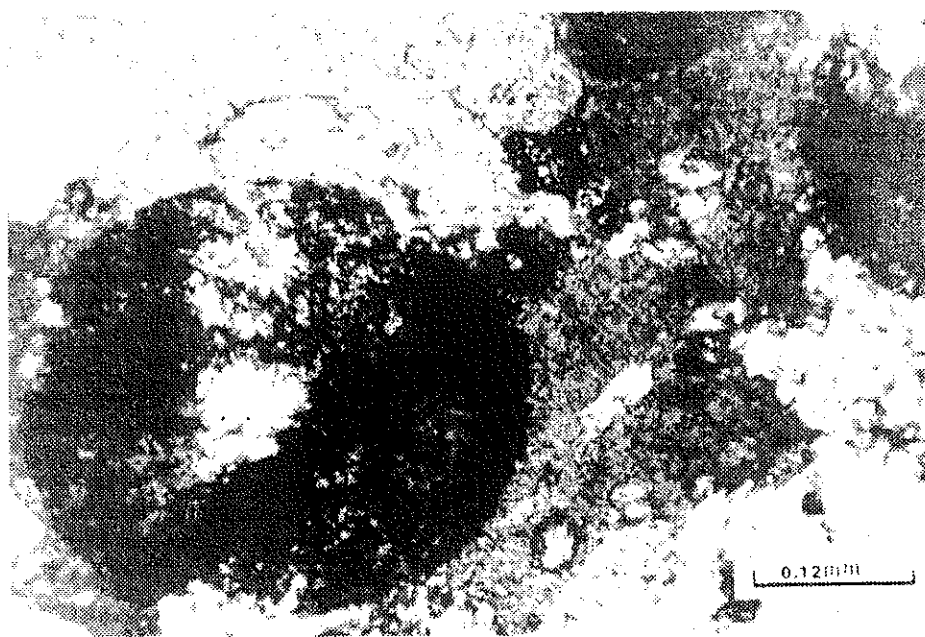


Foto 15.- Fantasmas de ooides y cristales idiomorfos de cuarzo autigénico en una dolomía esparítica de la Formación Dolomía de Ribota.

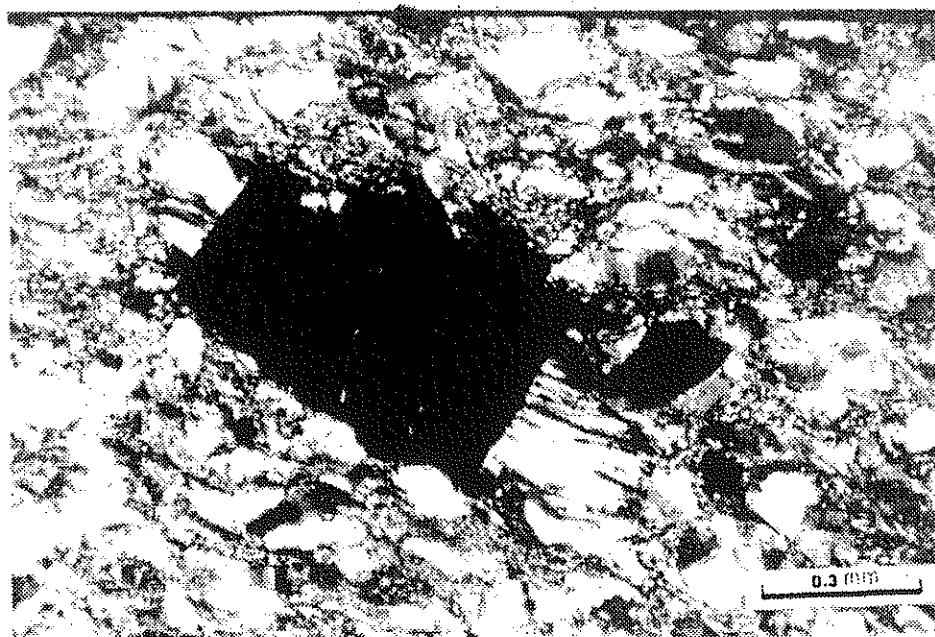


Foto 16.- Crecimiento epitaxial de cuarzo a favor de sombras de pirita en una limolita feldespática de la Formación Capas de Embid.

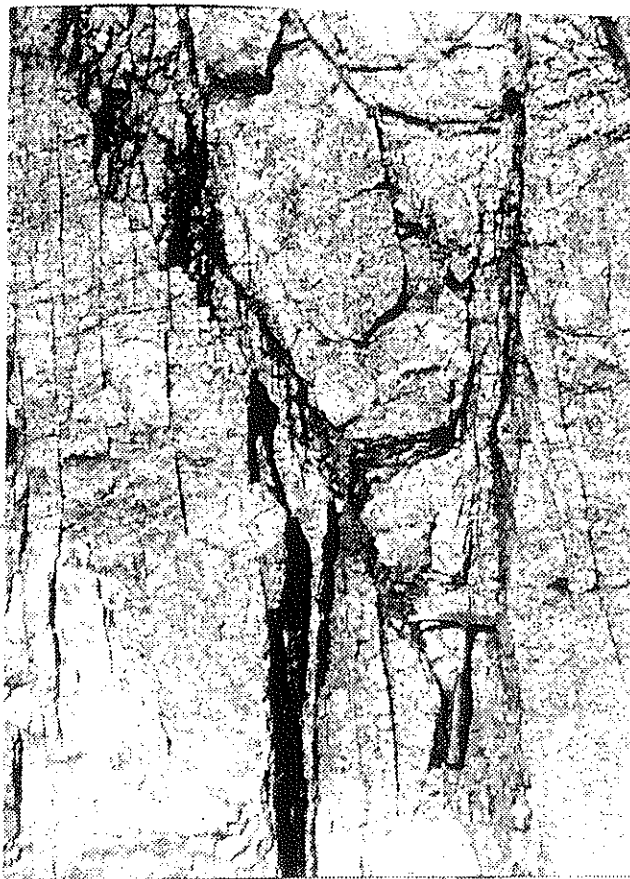


Foto 17.- Intensa bioturbación en areniscas cuar_
cíticas de la Serie Ibérica indiferenciada.

III.-BIBLIOGRAFIA

- ACKER, I. (1980).- Erläuterungen zur geologischen kartierung des Gebietes NE Cerveruela in den Ostlichen Iberischen Ketten - (NE-Spanien). Dip. Arb. Würzburg. (Inédita).
- ALIAGA, A. (1968).- Geologische Untersuchungen in den östlichen Iberischen Ketten nordöstlich des Rio Jalón - unveröff. Diss., 99 S., 4 Taf., 1 geol. Kt., Münster.
- ALLOFS, T. (1984).- Erläuterungen zur geologischen kartierung des Gebietes N Mainar in den Ostlichen Iberischen Ketten. (NE-Spanien). Unveröff. Dipl. Arb. 134 pp. Würzburg.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978).- Un modelo de Evolución Geotectónica para la Cadena Celtibérica. Libro Homenaje al Prof. Solé Sabarís.
- BARTSCH, G. (1966).- Geologische Untersuchungen in den östlichen Iberischen Ketten zwischen Rio Jalón und der Strabe Miedes-Codos - Cariñena (Spanien) - unveröff. Diss., 120 S., - 6 Taf., 15 Abb., Münster.

- BEGE, V. (1970).- "Der Armorikanische Quarzit in Spanien (Paleogeographie. Fazies und Sedimentation des tieferen Ordoviciums Don. Math. naturwiss Fak. Univ. Heidelberg, 106 pp.
- BRINKMAN, R. (1932).- Las montañas-islas fósiles, especialmente en España. Trad. J. Gavira. Bol. Soc. Geogr. Nac. t. LXXII, - pp. 387-410, 10 fig. Madrid.
- CALDERON, S. (1898).- Existencia del terreno carbonífero en Molina de Aragón - Act. de An. de la Soc. Esp. de Hist. Nat., Ser. 2, t. 7, Madrid.
- CAPOTE, R. y GONZALEZ LODEIRO, F. (1983).- La Estructura Hercínica en los Afloramientos Paleozoicos de la Cordillera Ibérica. Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos, T. 1. IGME, 513-529.
- CARLS, P. (1962).- Erläuterungen zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in der Ostlichen Iberischen Ketten (Nordest-Spanien). Dip. Arb. Würzburg. 91 pp. (Inédito).
- CARLS, P. (1965).- Jung Silurische un Unterdevonische Schichten der Ostlichen Iberischen Ketten (NE Spanien). Inaug. Diss. Würzburg. 155 pp. (Inédito).
- CARLS, P. (1975b).- The Ordovician of the Eastern Iberian chains near Fombuena and Luesma (Prov. Zaragoza, Spain). N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 150, 2, 127-146.
- CARLS, P. (1977).- The Silurian-Devonian boundary in Northeastern and Central Spain. IUGS, serie A, nº 5, 143-158.

- CARLS, P. (1982).- Das Kantabrische Devon und der Ibero-Armorikanische Bogen aus Keltiberischen Sicht. M.Jb. Geol. Paläont. Abj., Band 163, M.2., 183-187.
- CARLS, P. (1983).- La zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. I.G.M. E, Libro Jubilar. J.M. Ríos. 5.3, 11-32.
- CARLS, P. y GANDL, J. (1967).- The Lower Devonian of Eastern Iberian Chains (NE Spain) and the Distribution of its Spiriferacean, Acostavinae and Asteropyginae. International Symposium of the Devonian System, 2, 453-464.
- CARLS, P.; LIÑAN, E. y VILLAS, E. (1982).- El Ordovícico-Devónico de la Unidad de Herrera, Cordillera Ibérica. XVI Curso de Geología Práctica (Teruel).
- CASTEL, C. (1881).- Descripción geológica de la provincia de Guadalajara. Bol. Com. Map. Geol. Esp. t.VIII, 157-264, 17 figs. 1 mapa. E. 1:400.000. Madrid.
- CASTEL, C. (1881).- Mapa geológico en bosquejo de la Provincia de Guadalajara. E. 1:400.000. Bol. Com. Map. geológico Esp. t. VIII lám. F. Madrid.
- COLCHEN, M. (1974).- Geología de la Sierra de la Demanda. (Burgos-Logroño, Espagne). Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 85, port.q. texto 1-436.
- CONTE, J.C. (1985).- Estudio geológico, petrológico y geoquímico de las manifestaciones magmáticas situadas en la depresión axial del Cámaras y sector N del anticlinal de Montalbán (Provincias de Zaragoza y Teruel). Tesis de Licenciatura, 296 pp. Zaragoza.

- CORTAZAR (1885).- Bosquejo físico-geológico y minero de la Provincia de Teruel. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 12, 262-607.
- DAPPLES, E.C. (1962).- Stages of diagenesis in the development of sandstones. Bull. Geol. Soc. Am., 73, 913-934.
- DEREIMS, A. (1898).- Recherches Géologiques dans le Sud de l'Aragón. Ann. Hebert., 2, 199 pp.
- DONAYRE, F.M. (1873).- Bosquejo de una descripción física y Geológica - de la Provincia de Zaragoza. Com. Mapa Geol. España, 126 pp.
- DUNHAM, R.J. (1962).- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham (Ed.): "Classification of Carbonate Rocks". Am. Ass. Petr. Geol., 108-121.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., FERRERO, and KUBLER, B. (1968).- "Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimetamorphisme". Sedim. 10, 137-143.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969).- "Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme". Mem. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine, 29, 320 pp.
- DOTT, R.L. Jr. (1964).- Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification?. Journal. Sedim. Petrol. 34, 625-632.
- ESQUEVIN, J. (1969).- "Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité". Bull. Centre Rech. Pau. S.N.P.A., 3, 147-154.

- FALLOT, P. y BATALLER, J.R. (1927).- Itinerario geológico del Bajo Aragón y el Maestrazgo. Mem. R. Ac. Ciencias Barna, 3ª ep., t. XX, (8), 143 pp. Barcelona.
- FALLOT, P. y BATALLER, R. (1931).- Observations au sujet de divers travaux récents sur le Bas Aragón et la Chaîne Ibérique. Butll. Institució Catalana d'Historia Natural. vol. XXXI, 49-59. Barcelona.
- FERNANDEZ-NIETO, C., GONZALEZ LOPEZ, J.M. y GONZALEZ MARTINEZ, J. (1985). El grado de metamorfismo de los materiales pelíticos de la zona de Santed (Zaragoza). Boletín de la Soc. Esp. de Mineralogía. Vol. de las V Jornadas científicas de Murcia.
- FOLK, R.L. (1959).- Practical petrographic classification of limestones. Bull. Am.Ass. Petrol. Geol., 43: 1-38.
- FOLK; R.L. (1962).- Spectral subdivision of limestone types. In: W.E. Ham (Ed.): "Classification of Carbonate Rocks". Am. Ass. Petrol. Geol., 62-84.
- FREY, M. (1970).- "The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis". Sedim. 15, 261-279.
- GAUBATZ, R. (1981).- Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes W Herrera de los Navarros in den Ostlichen Iberischen Ketten. (NE-Spanien). Dip. Arb. Würzburg. (Inédita).
- GUTIERREZ MARCO, J.C. (1980).- Graptolites del Ordovícico del Sistema Ibérico. Univ. Complut. de Madrid. Tesis de Licenciatura. (Inédita).

- GUTIERREZ-MARCO, J.C.; LUNAR, R. y AMOROS, J.L. (1984).- Los depósitos de hierro oolítico en el Ordovícico de España. Significado Paleogeográfico. I. Congreso Español de Geología. T. II, 501-525.
- HAHNE, C. (1930).- Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellon und Tarragona (Spanien) - Z. dt. geol. Ges., 82, Berlin.
- HAFENRICHTER, M. (1980).- The Lower and Upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part. 2: The Ordovician Silurian boundary in Spain. M.Jb. Geol. Palaönt. Abh., 160 (1), 138-148.
- HAMMANN, W. (1976).- The ordovician of the Iberian Peninsula a review - in: BASSET, M.G. /ed.). The Ordovician System: proceedings of a Paleontological Association symposium, Birmingham, - 1974, 387-409.
- HEINRICH, E.W. (1970).- Identificación Microscópica de los Minerales. Ed. Urmo. 456 pp.
- HEINRICH, E.W. (1972).- Petrografía Microscópica. Ed. Omega. 320 pp.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1922).- Rasgos fundamentales de la constitución e Historia geológica del solar ibérico. Discurso recepción R. Acad. Cienc. Exact. Fisc. Nat. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1932).- Síntesis fisiográfica y geológica de España. Junta Ampl. Est. e Inv. Cientif. Serie Geol. nº 38. Madrid.

- HERNANDEZ SAMANIEGO, A.; ARAGONES, E. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1980).--
Explicación de la Hoja nº 410. La Almunia de Doña Godina.
E. 1:50.000. I.G.M.E., 38 pp.
- HERNANDEZ SAMPELAYO (1933).-- El Sistema Cambriano. Mem. del I.G.M.E.
1-199.
- HERNANDEZ SAMPELAYO (1942).-- El Sistema Siluriano. Mem. Inst. Geol. y
Min. Esp., 45, 842 pp.
- HILLS, E. (1977).-- Elementos de Geología Estructural. Ed. Ariel. 576 pp.
- HOBBS, B.; MEANS, W.; WILLIAMS, P. (1981).-- Geología Estructural. Ed.
Omega. 518 pp.
- JOLY, M. (1926).-- Etudes geologiques sur la Chaîne Celtiberique (Teruel,
Zaragoza, Soria, Logroño).-- C.R. XIV Congrès Geologique In-
ternational. Madrid, 2, 523-584.
- JOSOPAIT, V. (1971). Geologische Untersuchungen in Kambrium und Tremadoc
südlich von Ateca (Westliche Iberische Ketten, NE Spanien).
Diss. Univ. Münster, 115 pp. (Inédita).
- JOSOPAIT, V. (1972). Das Kambrium und das Tremadoc von Ateca (Westliche
Iberische Ketten NE-Spanien). Munster Forsch. Geol. Paläont.
H. 23, 121.
- JULIVERT, M. (1954).-- Observaciones sobre la tectónica de la Depresión
de Calatayud. Separata de Arrahona, Museo de Sabadell, 3-17.

- JULIVERT, M.; MARCOS, A. y PEREZ-ESTAUN, J. (1977).- La estructura de la chaîne hercynienne dans le secteur ibérique et l'arc ibero-armoricain. "In: La Chaîne Varisque d'Europe Moyenne et occidentale". Coll. Intern. C.N.R.S. (Rennes, 1974), 243, 425-440.
- JULIVERT, M. (1983).- La Estructura de la Zona Cantábrica. Geología de España. Libro Jubilar J.M. Rios t, 1. IGME, 339-381.
- JULIVERT, M. (1983).- La Estructura de la Zona Asturoccidental-Leonesa. Geología de España. Libro Jubilar. J.M. Rios. t, 1. IGME, 381-408.
- KELLER, J. (1981).- Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes NE Luesma under Sierra de Herrera. Dip. Arb. Würzburg (Inédita).
- KISTNER, A. (1981).- Erläuterungen zur geologischen Kartierung N Vista-bella in der Ostlichen Iberischen Ketten. (Prov. Zaragoza, NE Spanien). Rip. Arb., Würzburg. (Inédita).
- KOLB, S. (1978).- Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes S Cerveruela in den östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien) - unveröff. Dipl. Arb., 122 S., 53 Abb., 7 Taf., 1 Beil., 1 geol. Kt., Würzburg.
- KUBLER, B. (1964).- "Les argiles, indicateurs de métamorphisme". Rev. Inst. Fr. Pétrole, 19, 1093-1112.
- KUBLER, B. (1966).- "La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme". Colloque sur les Etages Tectoniques, Univ. Neuchâtel. Baconnière, Neuchâtel, 105, 122.

- KUBLER, B. (1968).- "Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années". Bull. Centre. Rech. Pau, SNPA, 2, 385-397.
- LIÑAN, E. (1984).- Una nueva hipótesis sobre la Estructura Geológica del Basamento del NE de la Península Ibérica. V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica.
- LISO, M. y ASCASO, A. (1969).- Introducción al estudio de la evapotranspiración y clasificación climática de la Cuenca del Ebro. An. Aula Dei, 10, 524 pp.
- LOTZE, F. (1929).- Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien) -Abh. Ges. Wiss. Göttingen. math, phys. Kl., nf., 14, 2, (Beiträge Geol. Westl. Mediterr.), 320 S., 44 abb., 17 Taf., Berlin.
- LOTZE, F. (1945).- Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta - Geotekt. Forsch., 6, 78-92. 1 abb., Berlin.
- LOTZE, F. (1955).- Estratigrafía y tectónica de las Cadenas paleozóicas Celtibéricas - Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Publicaciones extranjeras sobre Geología de España, Instituto de Investigaciones Geológicas "Lucas Mallada", t. 8, Madrid.
- LOTZE, F. (1956).- Das Präkambrium Spaniens. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1956, 373-380. Stuttgart.
- LOTZE, F. (1956).- Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. Geotekt. Symp. H. STILLE, 128-139. Stuttgart.

- LOTZE, F. (1958).- Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums Geologie, 7, 3-6, 727-750. Berlin.
- LOTZE, F. y SDZUY, K. (1961).- Das Kambrium Spaniens- Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. math-naturwiss.Kl., H. 6-8, 411 S., Mainz.
- MELLENDEZ, B. (1943).- Los terrenos Cámbricos de la Península Hispánica. Trab. Inst. Cienc. Mat. "José de Acosta", Serie Geológica, nº 1, 179 pp.
- MELLENDEZ, B. (1944 a).- Contribución al estudio del Paleozóico Aragonés. Trab. Inst. Cienc. Nat. "José de Acosta". (Ser. Geol.), 3(1), 149 pp.
- MELLENDEZ, B. (1944 b).- Nuevos datos para la estratigrafía del Paleozóico Aragonés. Bol. Real. Soc. Esp. de Hist. Nat. T. XLII, 129-150 pp.
- MICHARD, A. (1969).- Les Dolomies. Une revue. Bull. Serv. Carte. geol. Als. Lorr., 22 (1), 1-92.
- MITSCHE- COLLANDE, C. (1982).- Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes NW Codós (NE-Spanien).Unveröff. Dipl. Arb. 152 pp. Würzburg.
- MOHL, J. (1965).- Zur Geologischen Kartierung bei Bádenas in dem Ostlichen Ketten (Nordest-Spanien). Dip. Arb. Würzburg. (Inédita).
- OSACAR, M.C. (1982).- Estudio de las mineralizaciones de baritina de la Depresión Axial del río Cámaras. (Herrera de los Navarros, Zaragoza-Bádenas, Teruel). Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza, 143 pp. (Inédita).

- OSACAR, C. y BESTEIRO, J. (1984).- Mineralizaciones de Baritina situadas entre Herrera de los Navarros (Zaragoza) y Bádenas (Téruel). I Congr. Español de Geología. t. II, 613-626. Segovia.
- PALACIOS, P. (1892).- Reseña Geológica de la región Meridional de la Provincia de Zaragoza. Bol. Com. Geol. Esp., 19, 112 pp.
- PETTIJON, F.J. et al. (1972).- Sand and Sandstones. Springer Verlag. 618 pp.
- PETTIJON, F.J. (1976).- Rocas Sedimentarias. Endebe Manuals, 731 pp.
- RAGAN, D.M. (1973).- Structural geology. An Introduction to geometrical Techniques.- Second- Ed. John Wiley & Sons. New York. London. 208 pp.
- RAMSAY, J.G. (1977).- Plegamiento y fracturación de rocas. Ediciones Blume. Madrid. 589 pp.
- RIBA ARDERIU, O. (1959).- Estudio geológico de la Sierra de Albarracín Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Monografías nº 16, 283 S., 1 geol. Kt., Madrid.
- RIBA ARDERIU, O. (1971) (ed.).- Daroca - Mapa geológico de España 1:200.000. IGME, Madrid.
- RIBA ARDERIU, O. (1974) (Ed.).- Zaragoza - Mapa geológico de España. 1:200.000, IGME, Madrid.
- RICHTER, G. y TEICHMULLER, R. (1933).- Die Entwicklung der keltiberischen Ketten- Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl., III. F., 7, 118 S., 56 Abb, 3 Taf. Berlin.

- ROYO Y GOMEZ, J. (1926).- Tectónica del Terciario continental ibérico
C.R. de la XIV Session de Geol. 2º Fasc.
- SACHER, (1966).- Uber Karbonische Sedimente bei Montalbán in dem Osli-
chen Iberischen Ketten (Spanien). H. Jb. Geol. Paläont.
Nh., 7, 437-433.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1936).- Estudio de las Rocas Eruptivas de
España. Mem. de la Acad. de Ciencias Exactas, Fís. y Natur.
de Madrid. Serie de Ciencias Naturales. T. VI, 660 pp.
- SCHEUPLEIN, R. (1970).- Stratigraphie und Tektonik der Schichtenfolge
im Raum Daroca - Calamocha (Westliche Iberische Ketten, NE-
Spanien) - unveröff.Diss., 106 S., 12 Taf., 29 Abb. 1 geol.
Kt., Würzburg.
- SCHMIDT, M. (1930).- Weitere Studien in der iberisch-balearenischen Trias.
In II Sitzber. Preuss. An. Wiss. Phys. math., Kl. 26-32. ...
21 pp.
- SCHMITZ, U. (1971).- Stratigraphie und Sedimentologie im Kambrium und
Tremadoc der Westlichen Iberischen Ketten nördlich Ateca
(Zaragoza), NE-Spanien - Münster. Forsch. Geol. Paläont.,
22, 123 S., 30 Abb., 6 Tab. 7 Taf. Münster.
- SCHMIDT-THOMÉ, M. (1968).- Beiträge zur Feinstratigraphie des Unterkam-
brium in den Iberischen Ketten (Nordost-Spanien) - unveröff.
Diss., 141 S., 7 Taf., 6 geol. Kt., Würzburg.
- SCHRODER, E. (1930).- Zur Tektonik der keltiberischen Ketten: Das Grenz-
gebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentral Spanien)
Abh.Ges.Viss.Göttingen.nath. phys.K., 3d XVI, 3.

- SEQUEIROS, L. y LIÑAN, E. (1980).- Paleontología del Paleozóico de la Cordillera Ibérica. XIV Curso Geol. Práctica. Teruel, 119-137 pp.
- TAMAIN, G. (1972).- Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Orientale (Espagne), Annexe III: La glaciation Siluro-orдовicienne en Europe. Diss., Trav. Lab. Géol. Structurale. - Appl. 91 p. Orsay.
- TEYSSEN, T. (1980).- Erläuterungen zur geologischen kartierung des Gebietes SE Codos in den östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). Dip. Arb. 125 pp. Würzburg (Inédita).
- TEYSSEN, T. (1980).- Acerca del problema de una discordancia assíntica en las Cadenas Ibéricas (NE-España). Estudios geológicos, 36, 403-407.
- TORRUBIA, P.J. (1754).- Aparato para la historia natural española. 14 láminas de fósiles.
- TRICALINOS, J. (1928).- Untersuchungen über den Bau der keltiberischen ketten der nordöstlichen Spaniens. Zeit. der Deutschen Geol. Gesell, t. 80. Abh. 4 pp. 409-482. 3 láms. Berlín.
- TRURNIT, P. (1967).- Paläozoikum und mésozoischer Rahmen im SE-Teil - der Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten/Spanien). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 127 , 3, 349-356. Stuttgart.
- TWENHOFEL, W.H. (1950).- Principles of sedimentation (2nd Edit) Mc. Graw Hill, 673 pp.

- VERNEUIL, Ed. COLLOMB, et LORIERE (1852).- Description des ossements - fossiles de mamifères rapportés de L'Espagne par M. Verneuil, Collomb et de Lorière. Bull. Soc. Géol. Fr. 2éme série, t. X, 147-168. Paris.
- VILANOVA y PIERA, J. (1863).- Mapa ensayo de descripción de la provincia de Teruel. E. 1:400.000. Junta de Estadística. Madrid.
- VILCHEZ, J. (1984).- Rasgos Geológicos y Estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica). Univ. de Zaragoza. Fac. de Ciencias. Tesis de Licenciatura. (Inédita).
- VILLAS PEDRUELO, E. (1979).- Estudio Geológico y Paleontológico del Ordovícico de los alrededores de Alpartir (Rama Oriental de la Cordillera Ibérica).- Tesis de Licenciatura 86 pp. (Inédita). Univ. de Zaragoza.
- VILLAS, E. (1980).- El Ordovícico de los alrededores de Alpartir (Cadenas Ibéricas Orientales, NE de España). Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne, (C) XII (1), 77-91.
- VILLAS, E. (1983).- Las formaciones del Ordovícico Medio y Superior de las Cadenas Ibéricas y su Fauna de Braquiópodos.- Est. Geol. 39, 359-377.
- VILLAS, E. (1984).- Braquiópodos del Ordovícico medio y superior de las Cadenas Ibéricas Orientales. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza.
- VILLENA, J. (1976).- Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal. (provincias de Guadalajara y Teruel). Bol. Geol. y Min. T. LXXXVII-IV, 329-354.

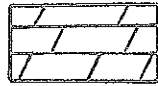
- WEAVER, C. E. (1960).- "Possibles uses of clay minerals in the search for oil". Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 1505-1518.
- WEAVER, C.E. y POLLARD; L.D. (1973).- "The chemistry of clay minerals". Developments in Sedimentology, 15, Ed. Elsevier, 213 pp.
- WEBER, F.; DUNOYER DE SEGONZAC, G. y ECONOMOU, C. (1976).- "Une nouvelle expression de la cristallinité de l'illite et des micas. Notion d'épaisseur apparente des cristallites". C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., 5, 225-227.
- WIEGAND, K.D. (1966).- "Sedimentstrukturen und Sedimentation im Ordovicium Keltiberiens (NE-Spanien) und des Frankenwaldes (NE-Bayern)". Diss. Univ. Heildelberg, 209 pp.
- WILSON, G. (1978).- Significado tectónico de las estructuras menores y su importancia para el geólogo de campo. Ed. Omega. Barcelona. 107 pp.
- WOLF (1978).- Erläuterungen zur geologischen Kartierung des Gebietes - zwischen Santed, Used und Orcajo in den Westlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). Dipl. Arb., 1-118. Würzburg (Unpubl).
- WOLF, R. (1980).- The Lower and Upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia Eastern Sierra Morena) in Spain. Pont 1: The Lower Ordovician Sequence of Celtiberia. M.Jb. Geol. Paläont. Abh, 160, 1, 118-137.

YETANO RUIZ, L.M. (1980).- El Sistema Ibérico zaragozano: los macizos paleozóicos y su entorno. Estudio geomorfológico. Tesis doctoral. 214 pp. Fac. de Filosofía y Letras. Univ. de - Zaragoza.

ZETTLER, W. (1980).- Erläuterungen zur geologischen Kartierung des gebietes S Paniza in dem Ostlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). Dip. Arb. Würzburg. (Inédita).



LEYENDA DE LAS COLUMNAS LITOLÓGICAS



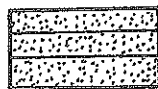
DOLOMÍAS



CALIZAS



CUARCITAS



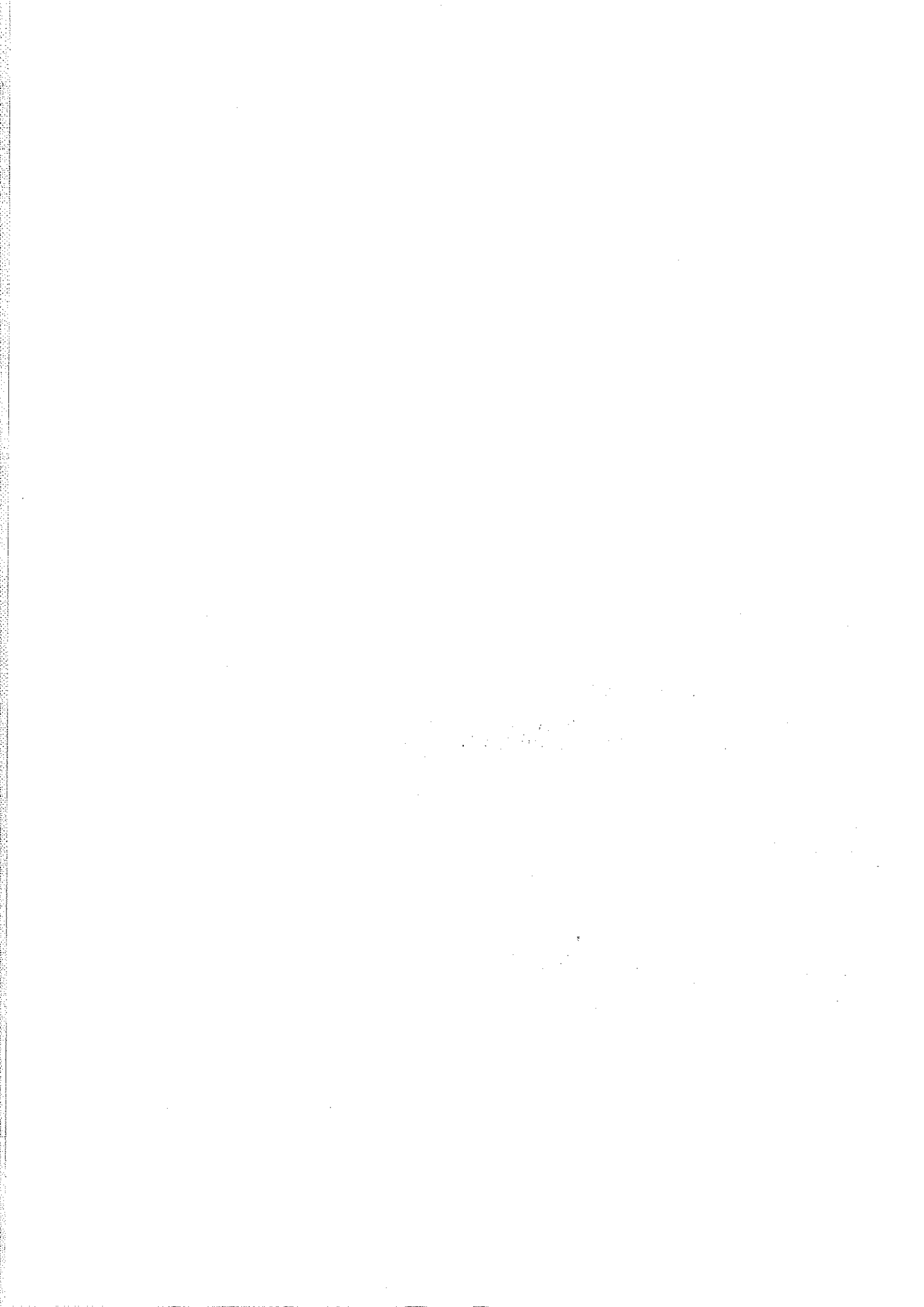
ARENISCAS



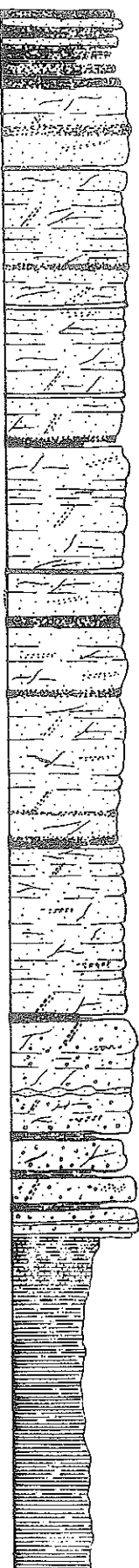
LIMOLITAS

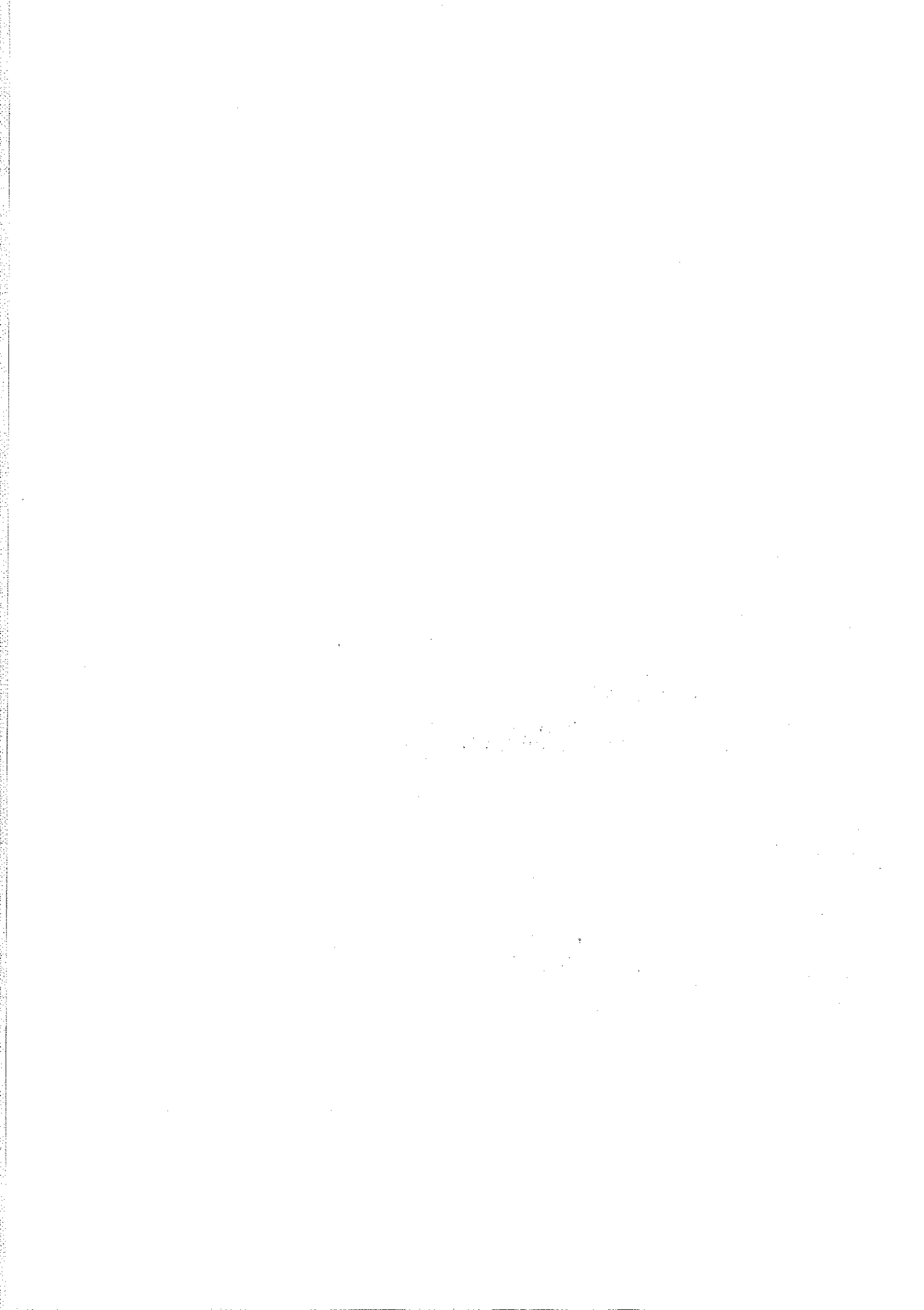


ARGILITAS


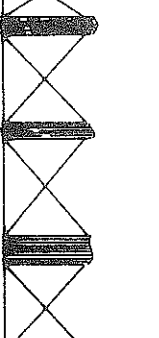



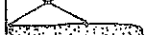
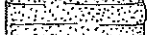
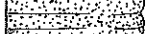
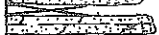


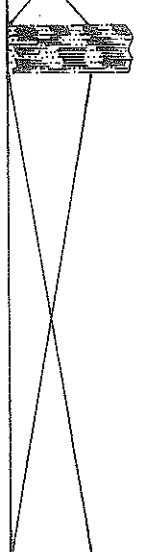
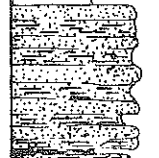



COLUMNA -1- . BARRIO DE PIETAS

EDAD	FORMACION	POTENCIA	TRAMOS	LITOLOGIA	MUESTRAS	OBSERVACIONES
CAMBRICO INFERIOR (OVETIENSE)	EMBIG	337m	I-3		N3-53 ^v -N3-54 ^s -N3-55 ^s	Laminación paralela Icnofósiles Micropliegues, vetas de cuarzo Trilobites Filoncillos de cuarzo
	CUARCITA DE BAMBOLA	300	I-2		-N3-56 ^s	Dique de cuarzo Dique de cuarzo Granos minerales orientados N3-57 ^s Estratificación cruzada de gran ángulo Filoncillos de cuarzo Estratificación cruzada de gran ángulo Granos minerales orientados Icnofósiles -N3-58 ^s Granos minerales orientados Boudinage
PRECAMBRICO	PIZARRAS DE PARACUELOS	50	I-1		-N3-59 ^s -N3-60 ^s N3-65 ^s -N3-64 ^s -N3-63 ^s -N3-62 ^s -N3-61 ^s	Micropliegues Micropliegues Micropliegues Filón de cuarzo Filón de cuarzo Filoncillos de cuarzo, granos minerales orientados Filoncillos de cuarzo

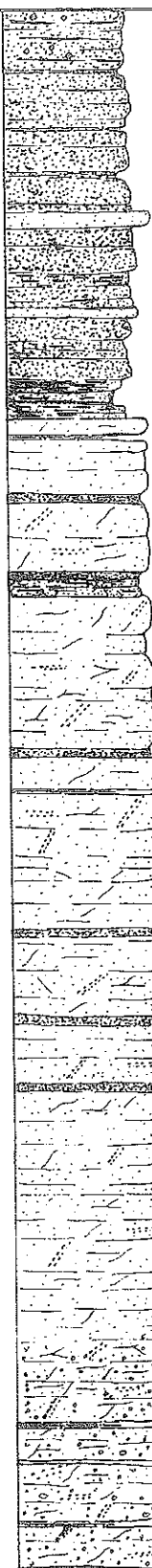



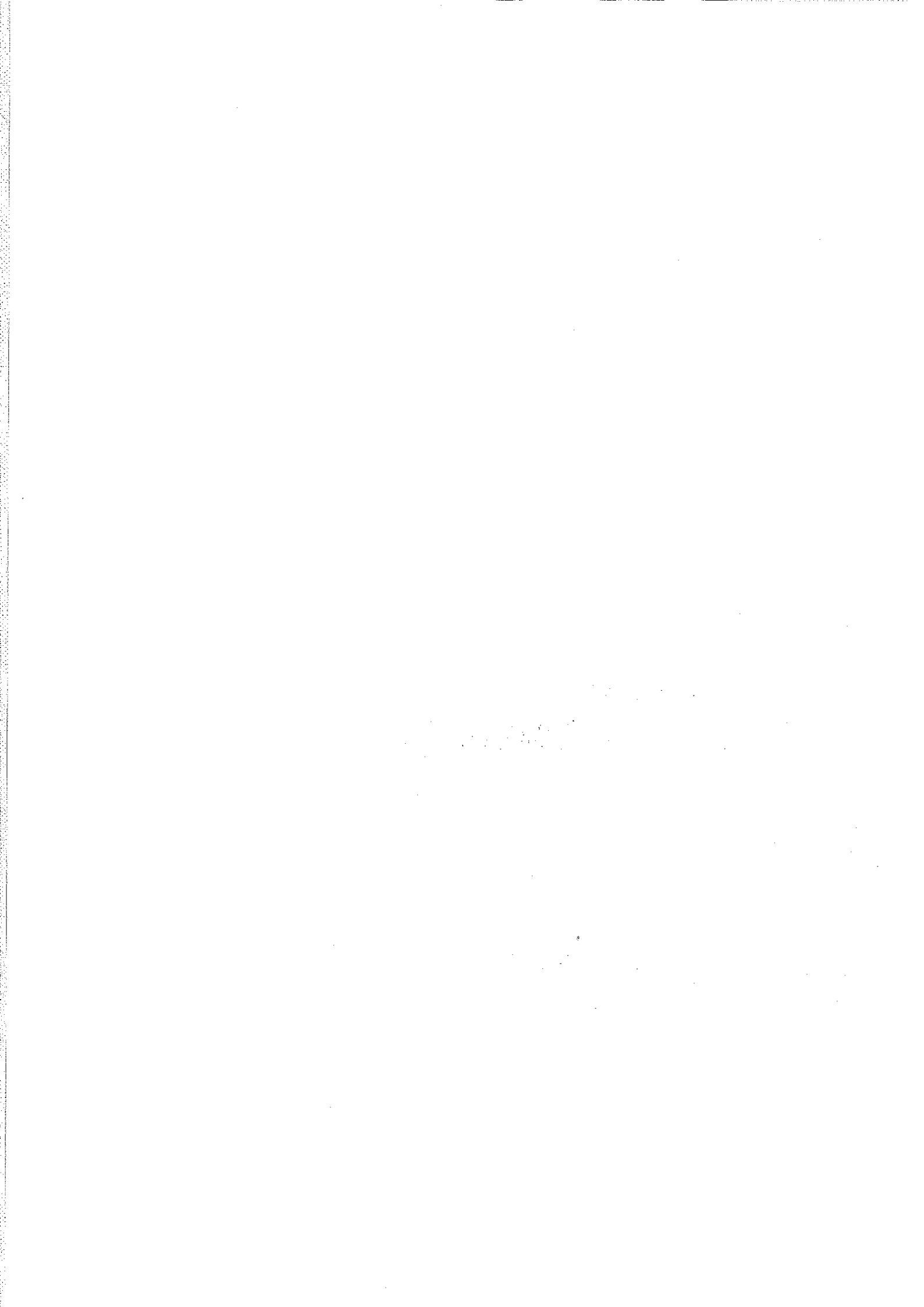
COLUMNA -IV- , BARRANCO DE LA ALDEHUELA

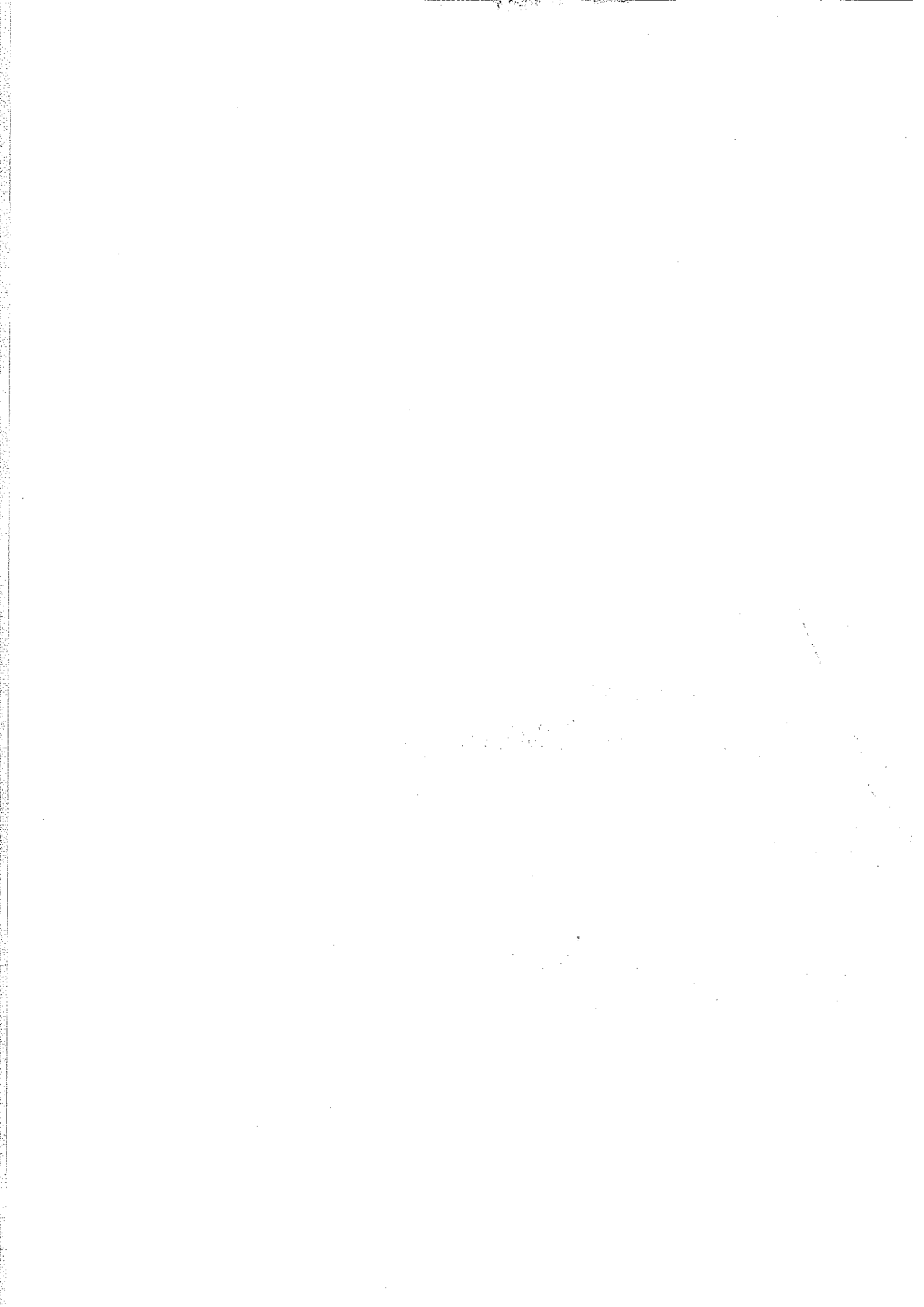
EDAD	FORMACION	POTENCIA	TRAMOS	LITOLOGIA	MUESTRAS	OBSERVACIONES
CAMBRICO SUPERIOR	SERIE IBERICA	284m	IV-14			Laminación paralela, lenticiones arenosos
CAMBRICO MEDIO	PIZARRAS DE MURERO	250	IV-13			
			IV-12		-N3-32* -N3-33* N3-34* -N3-35* N3-36*	Filoncillos de cuarzo
BILBILIENSE	ARENISCA DE DAROCA	200	IV-11			
			IV-10			
			IV-9			
			IV-8		N3-37*	
			IV-7		-N3-38*	
			IV-6		-N3-39*	Filoncillos de cuarzo
			IV-5			
			IV-4		N3-40* N3-41*	Iconofósiles
			IV-3			
			IV-2		N3-42*	
HUERMEDA		50	IV-1		-N3-43*	

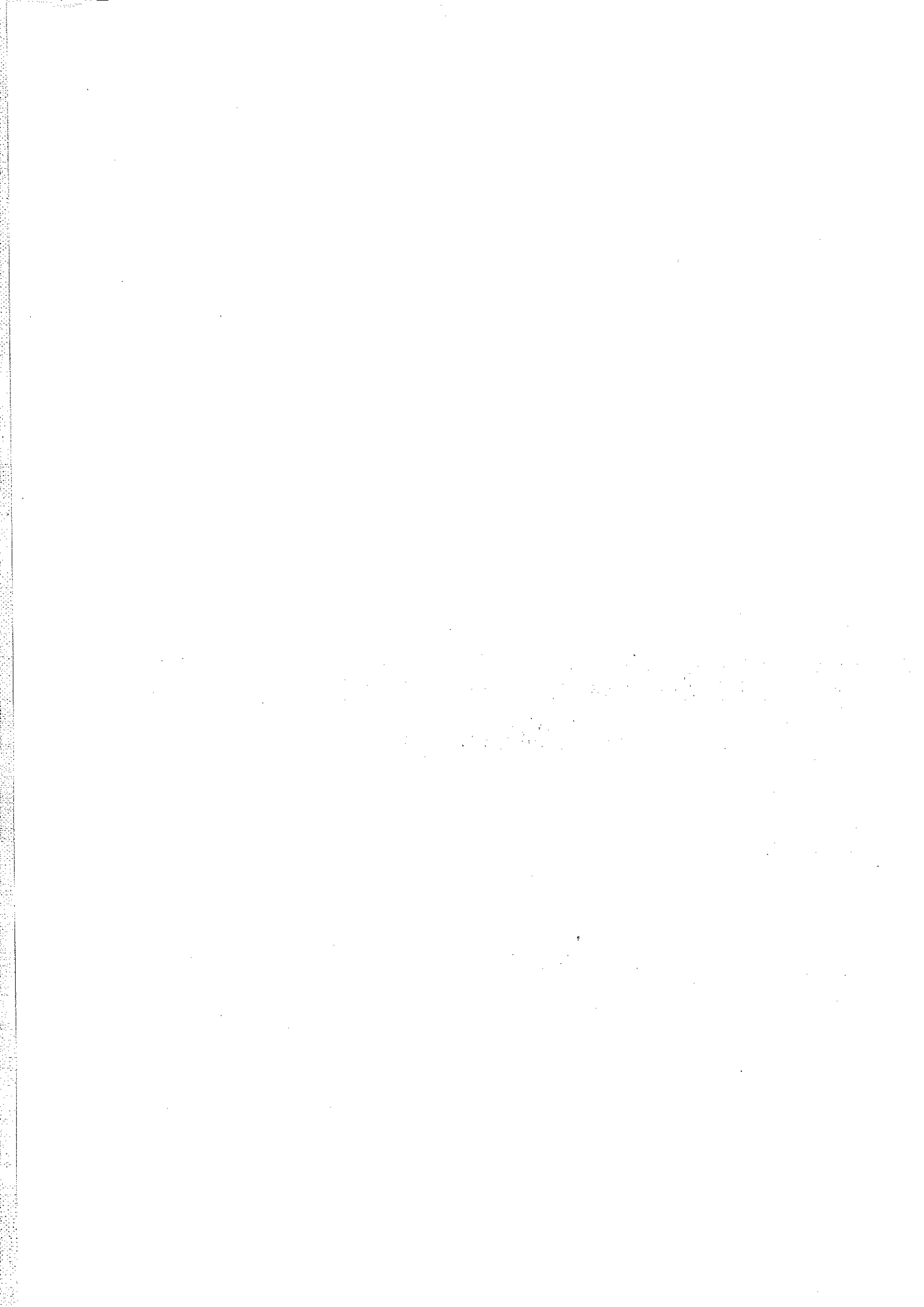


COLUMNA -II- . VERTICE DEL NEVERA

EDAD	FORMACION	POTENCIA	TRAMOS	LITOLOGIA	MUESTRAS	OBSERVACIONES
CAMBRICO INFERIOR (OVETIENSE)	EMBIID	386m 350	II-3		N3-75* -N3-74*	Pirritas, bitúmenes, burrows Pirritas, pirolusita, burrows
	CUARCITA DE BAMBOLA	300 250 200 150 100	II-2		N3-73* N3-72* N3-71* N3-70* N3-69* -N3-68* -N3-67* -N3-66*	Laminación paralela Filoncillos de cuarzo Filoncillos de cuarzo Laminación paralela Filoncillos de cuarzo Filoncillos de cuarzo Granos minerales orientados Estratificación cruzada de gran ángulo Filoncillos de cuarzo Granos minerales orientados Estratificación cruzada de gran ángulo Icnofósiles Filoncillos de cuarzo Granos minerales orientados Dique de cuarzo Granos minerales orientados
PRECAMBRICO	PARACUELLOS	50	II-1			Filoncillos de cuarzo Filoncillos de cuarzo Masas de cuarzo Filoncillos de cuarzo Boudinage Masas de cuarzo







COMISION - VI - BARRANCO DE LAS ADIVINAS

OPW	OPWACION	PROFUNDIDAD	TIPO	LITOLOGIA	ANOTACIONES	OBSERVACIONES
		0	VI-45			<ul style="list-style-type: none"> VI-45 VI-44 VI-43 VI-42 VI-41 VI-40
		100	VI-42			
		200	VI-31			
		250	VI-40			
		300	VI-39			
		350	VI-38			
		400	VI-37			
		450	VI-36			
		500	VI-35			
		600	VI-34			
		700	VI-33			
		800	VI-32			
		900	VI-31			
		1000	VI-30			
		1100	VI-29			
		1200	VI-28			
		1300	VI-27			
		1400	VI-26			
		1500	VI-25			
		1600	VI-24			
		1700	VI-23			
		1800	VI-22			
		1900	VI-21			
		2000	VI-20			
		2100	VI-19			
		2200	VI-18			
		2300	VI-17			
		2400	VI-16			
		2500	VI-15			
		2600	VI-14			
		2700	VI-13			
		2800	VI-12			
		2900	VI-11			
		3000	VI-10			
		3100	VI-9			
		3200	VI-8			
		3300	VI-7			
		3400	VI-6			
		3500	VI-5			
		3600	VI-4			
		3700	VI-3			
		3800	VI-2			
		3900	VI-1			

CAMBIO SUPERIOR - ORDINARIO INFERIOR (TIPOLOGIA - ARENAS)

CAMBIO SUPERIOR - ORDINARIO INFERIOR (TIPOLOGIA - ARENAS)

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

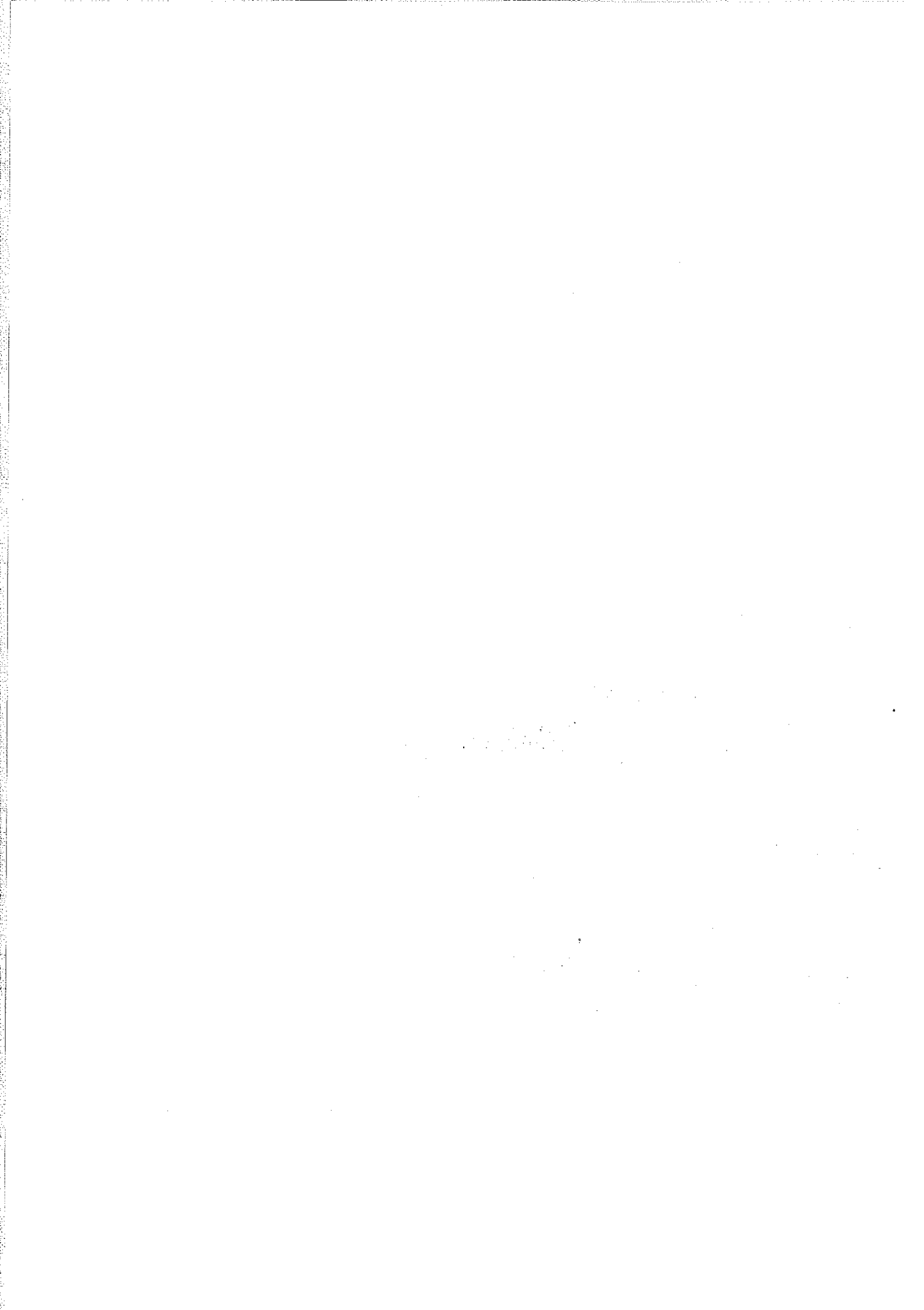
SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL

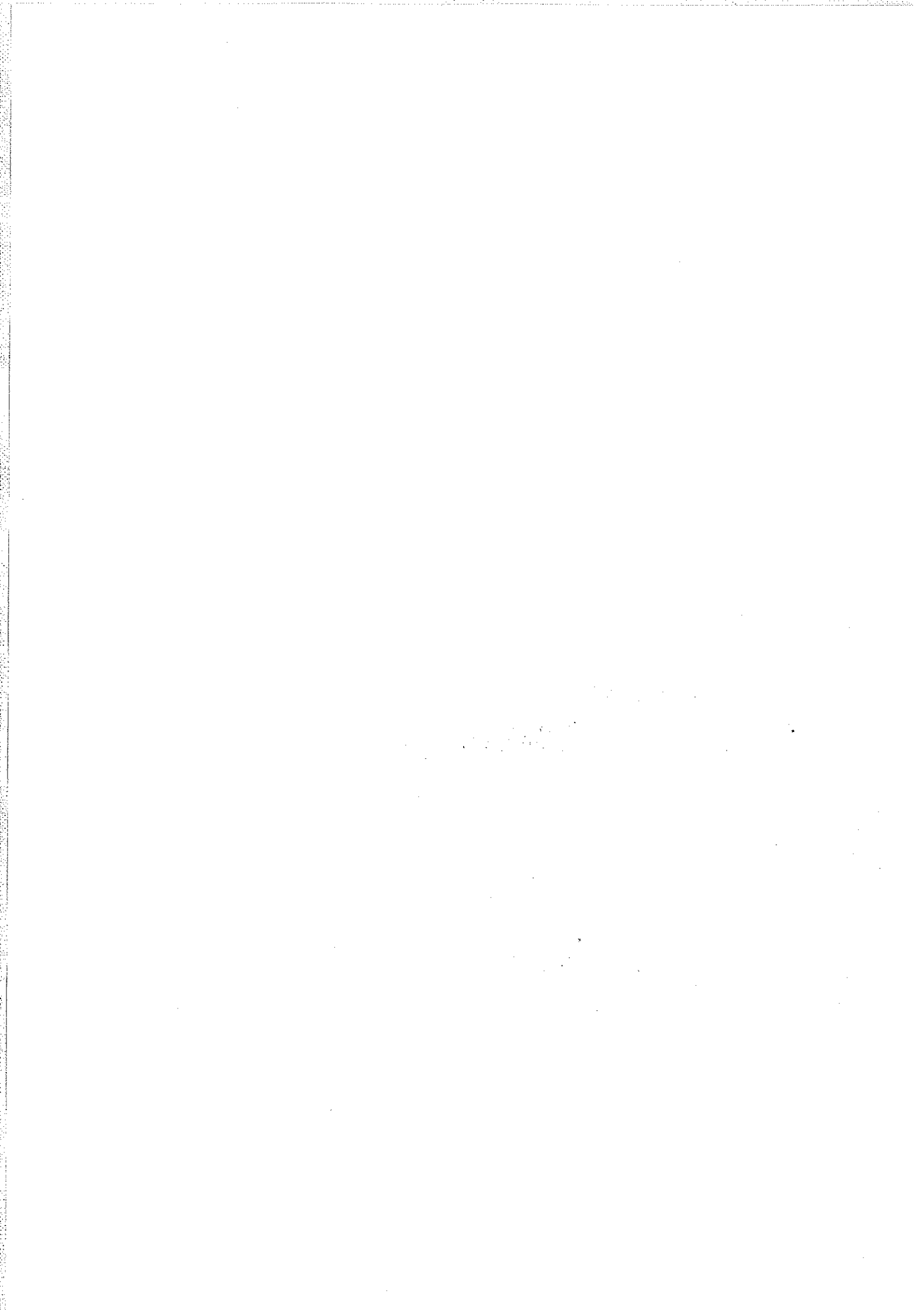
SEDE JURISDICCIONAL

SEDE JURISDICCIONAL



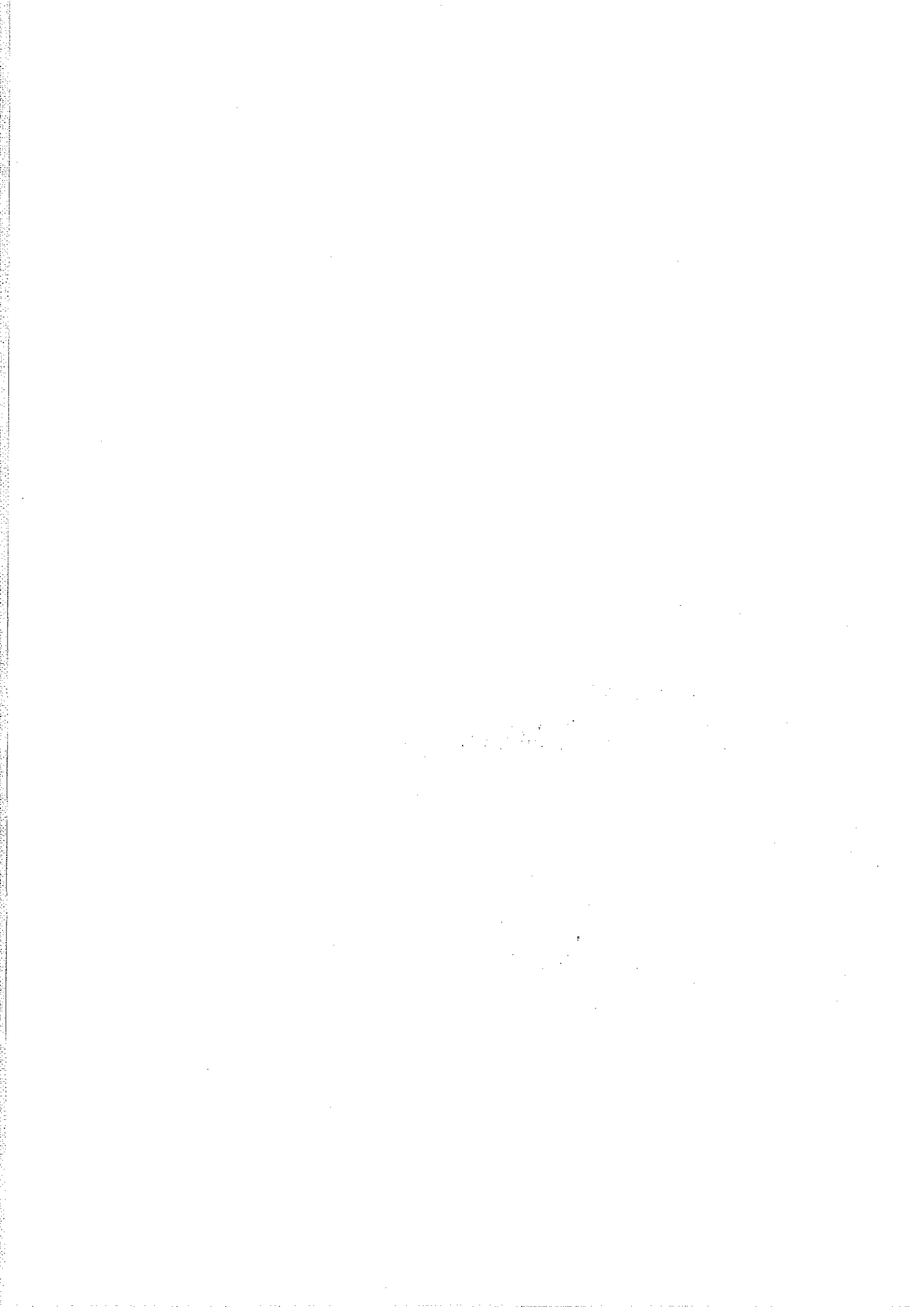
COLONIA -VII- , BARRANCO DEL HORCAJO

EDAD	FORMACION	POTENCIA	TRAMOS	LITOLOGIA	MUESTRAS	OBSERVACIONES
ARENIS	CUMBRETTA APHORICANA	850	TRAMO SUPERIOR VII-3 TRAMO MEDIO TRAMO INFERIOR		-N1-18*	
		800				
		750			Filoncillos de cuarzo Scolithos, traves de ripples paralelos Burrows Laminación paralela, filoncillos de cuarzo Base canaliforme, granos gruesos en la base Filoncillos de cuarzo Base maculiforme, granos gruesos en la base Laminación paralela Burrows Scolithos Traves de ripples paralelos Scolithos Burrows	-N2-12*
		700			Filoncillos de cuarzo Ripples de corriente Laminación paralela Ripples de corriente Laminación paralela	-N1-20*
		650			Filoncillos de cuarzo Laminación paralela Filoncillos de cuarzo Ripples de corriente Laminación paralela	
		600			Estratificación cruzada de gran ángulo Ripples de corriente, laminación paralela Ripples de corriente	
		550			Ripples de corriente Laminación paralela Filoncillos de cuarzo	
		500			Filoncillos de cuarzo Ripples de corriente Burrows Laminación paralela Burrows	
		450			Ripples de corriente Filoncillos de cuarzo Laminación paralela Laminación paralela Filoncillos de cuarzo	
		400			Ripples de corriente Estratificación lenticular Laminación paralela Ripples de corriente	
		350			Ripples de corriente Filoncillos de cuarzo Ripples de corriente Laminación paralela	
		300			Ripples de corriente Laminación paralela	
		250			Laminación paralela Burrows, vetillas de cuarzo Burrows Ripples de corriente	
		200			Filoncillos de cuarzo Burrows, laminación paralela Burrows, estratificación lenticular Laminación paralela Filoncillos de cuarzo	
		150			Ripples de corriente Laminación paralela Estratificación lenticular	
100	Filoncillos de cuarzo Ripples de corriente, laminación paralela Ripples de corriente Ripples de corriente Laminación paralela Filoncillos de cuarzo	-N1-30* -N1-24* -N1-23*				
50	TERRA	VII-1		Ripples de corriente Granos minerales Laminación paralela Filoncillos de cuarzo Ripples de corriente Granos minerales Filoncillos de cuarzo Laminación paralela		



COLUMNA-VIII-1, BARRANCO DEL VARDAL GAL

EDAD	FORMACION	POTENCIA	TRAMOS	LITOLOGIA	MUESTRAS	OBSERVACIONES
LLANVERN SUPERIOR	LLANDELLO		VIII-1 VIII-2 VIII-3 VIII-4 VIII-5 VIII-6 VIII-7 VIII-8		-N1-15* -N1-17* -N1-14*	Núcleos ferruginosos Núcleos ferruginosos, abundantes Oxidos de hierro Núcleos ferruginosos Núcleos ferruginosos Núcleos ferruginosos Braquiópodos Núcleos ferruginosos Tenofesiles Tenofesiles Braquiópodos Cistídeos Bivalvos Tenofesiles Núcleos ferruginosos
	CARADOC		VIII-9 VIII-10 VIII-11 VIII-12		-N1-6*	Núcleos ferruginosos Laminación paralela Estratificación cruzada Laminación paralela Estratificación cruzada Burrows Estratificación cruzada Burrows
	ASHGILL		VIII-13		-N1-9* -N1-4* -N1-3*	Núcleos ferruginosos Cistídeos Cistídeos Núcleos ferruginosos, abundantes Oxidos de hierro
	LLANDOVERY		VIII-14 VIII-15 VIII-16		-N1-17* -N1-16* -N1-7*	Núcleos ferruginosos Cistídeos Cistídeos
	CASTILLEJO					
	FOMBUENA					
	CALIZAS CISTÍDEOS					
	PIZARRAS DE OREA					
	CUARCITA BLANCA					
	BADENAS					



COLUMNA -V- , BARRANCO DE VALDEHOZ

EDAD	FORMACION	POTENCIA	TRAMOS	LITOLOGIA	MUESTRAS	OBSERVACIONES	
CAMBRICO SUPERIOR	SERIE IBERICA	487	V-15				
CAMBRICO MEDIO	PIZARRAS DE MURERO	450	V-14				
			V-13		N3-52°	Filoncillos de cuarzo	
BILBILTENSE	ARENISCA DE DAROCA	400	V-12			Filoncillos de cuarzo	
						N3-51°	Filoncillos de cuarzo
MARTANIENSE	PIZARRAS DE HUERMEDA	350	V-11				
			V-10				
			V-9				
			V-8				
			V-7				
			V-6			N3-50°	
			V-5				
DOLOMITA DE RIBOTA		250	V-4		N3-49°		
			V-3		N2-33° N2-34° N3-45° N3-44°	Micropliegues	
OVETTENSE	PIZARRAS DEL JALON	200			N3-48°-N2-18°		
			V-2		N3-47°		
EMBUDO		50	V-1		N3-46°		

