

5306160248



*Universidad Complutense de Madrid
Facultad de Ciencias Geológicas
Departamento de Geodinámica*

**Estudio geológico y gravimétrico
de los granitoides de la
antiforma de Cáceres:
aplicación a la exploración de
yacimientos minerales.**

**Rocío Campos Egea
1998**



*Tesis presentada por Rocío Campos Egea
para optar al grado de Doctor en Geología.
Madrid, Junio de 1998.*

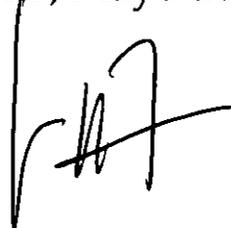
R 10.299

***Dra. Rosa Tejero
Directora de la Tesis***

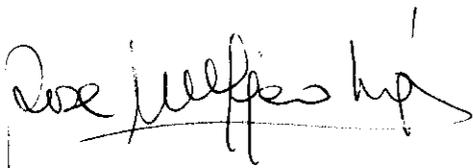
***Dr. Pablo Gumiel
Director de la Tesis***

Memoria presentada en el Departamento de
Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid
para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Madrid , Mayo de 1998.



Rocío Campos Egea.



Dra. Rosa Tejero López.
Directora de Tesis.



Dr. Pablo Gumiel Martínez.
Director de Tesis.

Agradecimientos.

Al finalizar este trabajo, que ha durado varios años, quisiera mostrar mi agradecimiento a todos aquellos que, de una forma u otra me han enseñado y han aportado algo de sí mismos. Son numerosas las personas e instituciones que han contribuido con su apoyo y colaboración, a la realización y presentación final de esta memoria, y es posible, que aún teniendo el ánimo de no olvidar ningún nombre, me olvide citar a alguien a lo largo de las próximas líneas. Espero que ello no se confunda con mi falta de agradecimiento.

En primer lugar, me gustaría recordar a las gentes de Extremadura de cuya sencillez y sabiduría he aprendido tanto a lo largo estos años.

Deseo expresar mi gratitud, al profesor *Juan F. Bergamín*, que fué profesor titular de la Universidad Complutense de Madrid y uno de los principales artífices de este trabajo, por todos los años de dedicación, por todos los buenos consejos, sugerencias e ideas aportadas, y sobre todo, por haber iniciado y fomentado mi vocación por la prospección geofísica.

Deseo agradecer sinceramente a la *Dra. Rosa Tejero* de la Universidad Complutense de Madrid, y al *Dr. Pablo Gumiel* del Instituto Tecnológico Geominero, la dirección de esta Tesis. A Rosa, sus buenísimos y prácticos consejos, su asesoramiento final, y sobre todo, su confianza en el trabajo desarrollado lo que ha quedado demostrado al aceptar tomar el relevo en la dirección de la Tesis. A Pablo agradecerle su dedicación, la cual ha sobrepasado con mucho lo esperable, y sus valiosas enseñanzas, derivadas de un profundo conocimiento de la geología extremeña, de sus recursos y de las innovadoras técnicas enfocadas a su estudio.

Al *Dr. Juan Luis Plata* me gustaría agradecerle su desinteresada lectura y revisión de los trabajos de gravimetría, así como las sugerencias aportadas para la redacción final del texto. Pero sobre todo darle las gracias por la formación recibida después de horas y horas de dedicación, en los tiempos en que fui becario del Servicio de Geofísica del ITGE. Sus enseñanzas fueron un privilegio, y su profundo conocimiento de las técnicas consolidaron mi vocación por la prospección geofísica. No quisiera olvidar a mis antiguos compañeros del ITGE, y muy especialmente a *Ceferino, Julián, Agustín, José María y Félix Manuel*, con los que realicé numerosas campañas de campo.

Quiero agradecer a mis amigos *Beatriz* y *Manolo* su gran paciencia ante las interminables conversaciones en torno a esta Tesis, en las noches de algunos sábados, así como su constante ánimo para que presentara la memoria.

A *mi madre* y a *Roseta mi hermana*, agradecerles los buenos momentos de distracción y charla, que han sido igualmente importantes.

Por último, quiero agradecer a *Pablo*, su inagotable entusiasmo, que arrastra en los momentos críticos, y a *Pablo, mi hijo*, que aunque pequeño, ha soportado interminables y duros días de campo.

A *ellos* y a *mis padres* dedico este trabajo.

Índice

1.- Introducción y objetivos.	1
2.- Geología.	5
2.1.- Introducción.	5
2.2.- Localización geográfica.	8
2.3.- Situación geológica.	9
2.4.- Estratigrafía.	11
2.4.1.- Materiales preordovícicos.	12
2.4.1.1.- Proterozoico Superior.	13
2.4.1.2.- Vendense Superior.	13
2.4.2.- Materiales paleozoicos.	14
2.4.2.1.- Ordovícico.	15
2.4.2.2.- Silúrico-Devónico Inferior.	16
2.4.2.3.- Devónico Superior.	17
2.4.2.4.- Carbonífero Inferior.	18
2.4.2.5.- Carbonífero Superior.	19
2.4.3.- Cobertera.	20
2.5.- Rocas ígneas.	22
2.5.1.- Plutón de Trujillo.	24
2.5.2.- Plutones de Plasenzuela y Ruanes.	26
2.5.3.- Complejo plutónico de Albalá y Montánchez.	28
2.5.4.- Plutones de Alijares y Zarza de Montánchez.	31
2.5.5.- Plutones de Santa Cruz y Zorita.	32
2.5.6.- Batolito de Cabeza de Araya.	34
2.5.7.- Granitos del área de Mérida: plutones de Sierra Bermeja y Aljucén.	35
2.5.8.- Apófisis graníticas: El Trasquilón y granito de Cáceres.	35
2.5.9.- Síntesis petrológica de los granitoides del área de estudio. .	37
2.5.9.1.- Granitoides de afinidad diorítica o cuarzodiorítica.	38
2.5.9.2.- Granitoides calcoalcalinos de tendencia alumínica.	39
2.5.9.3.- Leucogranitos.	40
2.5.9.4.- Otras rocas: granitoides pre-F3 de deformación y migmatitas.	41
2.5.9.5.- Rocas ígneas tardihercínicas (postcinemáticas).	42
2.6.- Metamorfismo.	45

2.7.- Tectónica.	47
2.7.1.- Deformaciones prehercínicas.	48
2.7.2.- Deformaciones hercínicas.	50
2.7.3.- Deformaciones tardihercínicas.	50
2.7.3.1.- Observaciones de campo.	50
2.7.3.2.- Análisis de lineamientos.	52
2.7.3.3.- Modelo evolutivo de la fracturación.	53
2.7.4.- Implicaciones del modelo de fracturación en la exploración de yacimientos minerales del área.	54
2.7.5.- Deformación alpina	55
2.8.- Yacimientos e indicios minerales.	57
2.8.1.- Mineralizaciones de estaño y wolframio.	59
2.8.2.- Minerales radiactivos.	66
2.8.3.- Mineralizaciones de fosfatos.	68
2.8.4.- Mineralizaciones de litio.	70
2.8.5.- Mineralizaciones de barita.	73
2.8.6.- Mineralizaciones de zinc-plomo-plata-cobre.	74
2.8.7.- Mineralizaciones de antimonio.	77
2.9.- Rocas industriales.	80
3.- Gravimetría: método y técnicas.	85
3.1.- Introducción y desarrollo histórico.	85
3.2.- Instrumentación.	91
3.2.1.- Gravímetro.	91
3.2.2.- Altimetro.	92
3.3.- Toma de datos y cálculo de la gravedad observada.	95
3.3.1.- Calibración de aparatos.	95
3.3.2.- Red de bases y programa de medidas.	96
3.3.3.- Cálculo de la gravedad observada.	99
3.3.4.- Corrección lunisolar.	100
3.3.5.- Corrección de deriva.	100
3.4.- Cálculo de la gravedad teórica.	101
3.4.1.- Cálculo de la densidad de reducción.	102
3.4.2.- Corrección por latitud.	104
3.4.3.- Corrección por altitud.	105
3.4.4.- Corrección topográfica.	106
3.4.5.- Corrección isostática.	108
3.4.6.- Controles de las mediciones y de los cálculos.	109
3.5.- Cálculo de la anomalía de Bouguer.	111
3.6.- Obtención del mapa de anomalías de Bouguer.	112

4.- Interpretación.	115
4.1.- Mapa de anomalías de Bouguer: análisis cualitativo. ...	115
4.2.- Separación regional/residual.	118
4.3.- Estudio de densidades.	122
4.4.- Interpretación del mapa de anomalías residuales de Bouguer.	129
5.- Modelización gravimétrica.	137
5.1.- Introducción.	137
5.2.- Modelos gravimétricos.	139
5.2.1.- Perfil 1.	140
5.2.2.- Perfil 2.	144
5.2.3.- Perfil 3.	146
5.2.4.- Perfil 4.	147
5.2.5.- Perfil 5.	150
5.2.6.- Perfil 6.	152
5.2.7.- Perfil 7.	154
6.- Integración de datos: Conclusiones.	157
6.1.- Integración de datos.	157
6.2.- Conclusiones.	163

Bibliografía.

Anexos.

- Anexo I – Bases gravimétricas.
- Anexo II – Cálculo de la anomalía de Bouguer.
- Anexo III – Medida de densidades.

Plano

- Plano 1 – Mapa geológico.

Índice de figuras.

- Figura 2.1.-** Plano de posición general de la zona de estudio.
Figura 2.2.- Situación del área de estudio.
Figura 2.3.- Esquema geológico de la zona de estudio.
Figura 2.4.- Serie estratigráfica generalizada.
Figura 2.5.- Esquema geológico del plutón de Trujillo.
Figura 2.6.- Esquema geológico de los plutones de Plasenzuela y Ruanes.
Figura 2.7.- Esquema geológico de los plutones de Albalá y Montánchez.
Figura 2.8.- Esquema geológico del plutón de Alijares.
Figura 2.9.- Esquema geológico del plutón de Zarza de Montánchez.
Figura 2.10.- Esquema geológico de los plutones de Santa Cruz y Zorita.
Figura 2.11.- Esquema geológico del batolito de Cabeza de Araya.
Figura 2.12.- Esquema geológico de los granitos del área de Mérida.
Figura 2.13.- Esquema geológico de la cúpula granítica de El Trasquilón.
Figura 2.14.- Posición de la cúpula granítica de El Trasquilón y granitos del sinclinal de Cáceres.
Figura 2.15.- Modelo evolutivo de la fracturación.
Figura 2.16.- Lineamientos observados en la imagen Landsat 5 TM.
Figura 2.17.- Análisis de lineamientos observados en la imagen Landsat 5 TM.
Figura 2.18.- Estereogramas de polos de venas y fábrica de granito deformado en las mineralizaciones relacionadas con la banda de cizallamiento de Magasca-Montánchez.
Figura 2.19.- Cinemática de venas de cuarzo y pórfidos en Arroyomolinos (Cáceres).
- Figura 3.1.-** Esquema del gravímetro Worden.
Figura 3.2.- Red de bases gravimétricas establecidas en el área de trabajo.
Figura 3.3.- Histograma de densidades para el cálculo de la densidad de reducción.
Figura 3.4.- Mapa de distribución de densidades para el cálculo de la densidad de reducción en el área de estudio.
Figura 3.5.- Histogramas de repeticiones en las lecturas del gravímetro, altímetro y en la ejecución de la corrección topográfica próxima, media y lejana.
Figura 3.6.- Mapa de anomalías de Bouguer.
- Figura 4.1.-** Mapa de anomalías de Bouguer y contactos geológicos simplificados.
Figura 4.2.- Superficies regionales de 1º a 6º grado calculadas mediante el método de ajuste polinómico.
Figura 4.3.- Mapa de anomalías de Bouguer, regional de 1º grado y residual calculado.
Figura 4.4.- Mapa de anomalías de Bouguer, regional de 2º grado y residual calculado.
Figura 4.5.- Mapa de anomalías de Bouguer, regional de 3º grado y residual calculado.
Figura 4.6.- Mapa de anomalías de Bouguer, regional de 4º grado y residual calculado.
Figura 4.7.- Mapa de anomalías de Bouguer, regional de 5º grado y residual calculado.
Figura 4.8.- Mapa de anomalías de Bouguer, regional de 6º grado y residual calculado.
Figura 4.9.- Mapas de anomalías residuales de Bouguer derivados de los ajustes de superficies polinómicas.
Figura 4.10.- Mapa de anomalías residuales de Bouguer y contornos geológicos principales. Alineaciones gravimétricas principales y secundarias.
Figura 4.11.- Histogramas de densidades de las diferentes unidades geológicas utilizadas en la modelización gravimétrica.

- Figura 5.1.-** Posición y definición de los perfiles gravimétricos interpretados.
- Figura 5.2.-** Modelos gravimétricos – Perfil PR1.
- Figura 5.3.-** Modelos gravimétricos – Perfil PR2.
- Figura 5.4.-** Modelos gravimétricos – Perfil PR3.
- Figura 5.5.-** Modelos gravimétricos – Perfil PR4.
- Figura 5.6.-** Modelos gravimétricos – Perfil PR5.
- Figura 5.7.-** Modelos gravimétricos – Perfil PR6.
- Figura 5.8.-** Modelos gravimétricos – Perfil PR7.

Figura 6.1.- Mapa de integración de datos.

Índice de tablas.

- Tabla 2.1.-** Tipos de granitoides en el área de estudio.
- Tabla 2.2.-** Clasificación tipológica de los yacimientos e indicios minerales metálicos e industriales.
- Tabla 2.3.-** Indicios de minerales metálicos y energéticos.
- Tabla 2.4.-** Explotaciones de rocas graníticas en el área de estudio.

- Tabla 3.1.-** Bases gravimétricas de la red local establecida.
- Tabla 3.2.-** Zonas y compartimentos tenidos en cuenta en la corrección topográfica.
- Tabla 3.3.-** Cálculo de errores.

- Tabla 4.1.-** Grado de ajuste expresado en porcentaje de correlación de las superficies polinómicas de 1° a 6° grado.
- Tabla 4.2.-** Densidades medias atribuidas por diferentes autores (en zonas próximas u otras zonas), a los materiales presentes en la zona de estudio.
- Tabla 4.3.-** Tabla resumen de las densidades de las unidades y subunidades definidas en la zona de estudio.

- Tabla 6.1.-** Resumen de las características principales y geometría en profundidad de los intrusivos aflorantes del área. Datos obtenidos mediante la modelización gravimétrica de siete perfiles.

Introducción y objetivos.

1.- Introducción y objetivos.

Desde hace algunos años el interés por el conocimiento, en general, de la geometría de las estructuras en profundidad, y en particular de los cuerpos graníticos ha aumentado considerablemente, no sólo por su aspecto puramente científico, sino también por su posible interés económico.

El motivo que me ha inducido a presentar como Tesis Doctoral un estudio detallado sobre la geología y gravimetría de los granitoides del sector central de Extremadura ha sido, fundamentalmente, abordar uno de los problemas más complejos en las áreas graníticas, como es la forma geométrica de los plutones y su extensión en profundidad, y suplir la falta de información existente en esta zona, resaltando la posible aplicación, de este área del conocimiento, a la exploración de los yacimientos minerales, representantes de una metalogenia ígnea.

El desarrollo y la estructuración de esta Tesis Doctoral se ha llevado a cabo en diferentes etapas; en primer lugar, se ha realizado un estudio geológico del sector central de Extremadura, que sirviera como documento base para la investigación geofísica mediante gravimetría, lo que constituye el cuerpo principal del trabajo. La infraestructura geológica de esta Tesis consta de varias secciones; se parte de la estratigrafía de los materiales, para pasar después a la descripción de las rocas intrusivas, lo que ha dado lugar a una nueva síntesis petrológica del área de estudio. Se ha prestado especial atención a los nuevos aspectos geológico-estructurales de la zona y a su incidencia en los materiales que conforman el área. Posteriormente, se pasa a la descripción de los yacimientos minerales existentes (minas e indicios), y a la síntesis

metalogénica del área de estudio, dado que la aplicación práctica de esta Tesis se ha enfocado a la exploración minera. Por último, se hace una breve descripción de las rocas industriales, por la posible aplicación que la gravimetría, en un futuro, pudiera tener en este campo de aplicación. A este respecto hay que resaltar el gran auge que están experimentando las rocas ornamentales e industriales en la economía del sector central de Extremadura.

La segunda parte de este trabajo está enfocada a la realización, tratamiento de datos e interpretación de la cobertura gravimétrica de los granitoides del sector central de Extremadura, destacando dos aspectos; por una parte, el estudio gravimétrico de grandes áreas graníticas va a proporcionar datos sobre la geometría de los plutones en profundidad, su distribución espacial y sus implicaciones sobre la evolución geológica. Por otra parte, la zona elegida es un área con alto potencial minero, y las anomalías gravimétricas van a mostrar una clara correlación con los cuerpos intrusivos, con los que a su vez están relacionadas espacialmente la mayoría de las mineralizaciones del sector. Por consiguiente, la información que proporcione el método gravimétrico, constituye un objetivo prioritario para la definición geométrica de los cuerpos intrusivos y para la investigación de los recursos minerales.

En resumen, los objetivos de este estudio se pueden sintetizar de la siguiente forma; se ha pretendido incrementar el conocimiento geológico-estructural del área, y arrojar alguna luz sobre el potencial minero de un sector de Extremadura, con especial incidencia en la exploración de yacimientos minerales relacionados con granitos. Este trabajo se encuadra también dentro de una de las líneas de investigación de la Geodinámica actual, como es el conocimiento de la estructura de la Litosfera, en relación con los procesos que la han generado. Además, posee un claro enfoque práctico dirigido a la exploración minera del sector.

La elaboración del trabajo se puede resumir en los siguientes apartados.

- Realización de una síntesis geológica que fuera la base para la interpretación geofísica posterior, y que además, sirviera como trabajo de infraestructura para futuras investigaciones.

- Toma de datos gravimétricos, elaboración y reducción de los mismos para la obtención de la anomalía de Bouguer, y para la elaboración del mapa de anomalías de Bouguer de la zona de estudio.
- Residualización para la separación de las anomalías locales, y posterior interpretación de las mismas.
- Realización de modelos gravimétricos en 2½D, para completar el conocimiento geológico de los cuerpos graníticos, con especial énfasis en la geometría de los mismos, su relación con la estructura general de la zona y finalmente, con las mineralizaciones asociadas.

Geología.

2.- Geología.

2.1.- Introducción.

En este capítulo se presenta la geología del sector central de Extremadura. En su descripción utilizaremos como documento base el mapa geológico de la zona, a escala 1 : 100.000 (Gumiel y Campos 1998). La necesidad de tener un buen conocimiento geológico de la zona para la interpretación de las anomalías gravimétricas, se abordó inicialmente, mediante la elaboración de una síntesis de las cartografías ya existentes. La existencia de mapas geológicos a distintas escalas realizados con diferentes objetivos, y la ausencia de datos actualizados en algunas áreas, motivó que esta labor se convirtiera en un fin por si mismo. El resultado, después de varios años de trabajo, es el mapa geológico que aquí se presenta y cuya publicación financió la Junta de Extremadura, a través de la Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas, de la Consejería de Economía, Industria y Hacienda.

Su realización y reciente publicación supone un gran avance en el conocimiento de la geología y los recursos minerales de este área de Extremadura, además de servir como una buena base para la interpretación gravimétrica.

- En primer lugar y para su realización, se partió de la infraestructura geológica existente, utilizando la cartografía geológica de las 12 Hojas que a escala 1 :50.000 cubren la zona, y que son las siguientes: n^{os} 678 (Casar de Cáceres), 679 (Aldea de Trujillo), 680 (Aldeacentenera), 704 (Cáceres), 705 (Trujillo), 706 (Madroñera), 729 (Alcuescar), 730 (Montánchez), 731 (Zorita), 752 (Mirandilla), 753 (Miajadas) y 754 (Madrigalejo) (Figura 2.1). El haber dispuesto de algunas de estas

cartografías realizadas, pero todavía sin publicar por el ITGE (Serie MAGNA), fué de gran importancia para la actualización de la geología de la zona.

- En segundo lugar, se contó con la infraestructura geológica y minera de la zona que proporciona el Mapa Geológico-Minero de Extremadura a escala 1 :300.000, publicado por la Junta de Extremadura en el año 1987. Igualmente, se han consultado numerosos trabajos temáticos, así como Tesis Doctorales realizadas y Proyectos de Investigación llevados a cabo por el ITGE u otros Organismos (ver referencias bibliográficas).
- En tercer lugar, se han utilizado los datos inéditos personales, que fueron obtenidos durante los trabajos de campo realizados entre los años 1987 y 1991, con revisiones, complementos y actualizaciones durante los años 1992-1996.

El objetivo fué conseguir un mapa geológico adecuado, que dando información de conjunto no perdiera el detalle. Se ha comprobado que la escala elegida (1:100.000) es útil porque cumple estos requisitos y además permite obtener una visión de conjunto, integradora, que es muy eficaz para comprender las estructuras y delimitar mejor las distintas formaciones geológicas.

Este capítulo 2 se ha estructurado según los siguientes temas específicos: estratigrafía, rocas ígneas, metamorfismo, geología estructural, yacimientos minerales y rocas industriales. Todo ello se puede ampliar mediante la consulta de las referencias bibliográficas citadas en los diferentes apartados que a lo largo del capítulo se exponen.

- En primer lugar, se describe la estratigrafía general de la zona, dividiendo los materiales en tres grandes unidades; materiales preordovícicos, paleozoicos y de cobertera. Se describen de forma resumida las características de los sedimentos que integran la serie estratigráfica general, desde el Proterozoico Superior hasta la cobertera terciaria.

- Posteriormente, se presentan las rocas ígneas del sector, teniendo en cuenta los diferentes trabajos ya realizados por otros autores, para posteriormente realizar una síntesis de las facies petrológicas de los granitoides, enfatizando su posible relación con las mineralizaciones (en especial con las de Sn, W, P y U) que se encuentran en la zona.
- Se presenta también un modelo evolutivo de la fracturación tardihercínica que puede tener especial relevancia de cara a la prospección de yacimientos minerales en la zona. En especial, el análisis e interpretación de la Imagen Landsat TM 5, de Enero de 1986 han sido de gran utilidad para delimitar el trazado de algunos lineamientos que han sido posteriormente comprobados en el terreno, y a su vez han constituido un gran punto de apoyo en la interpretación de las anomalías gravimétricas.
- Se hace un análisis detallado de los principales tipos de yacimientos e indicios minerales que se encuentran en el área, que son representantes de una metalogenia ígnea, y que pueden sintetizarse en: mineralizaciones de estaño y wolframio, fosfatos, zinc-plomo-plata, antimonio, barita, litio y minerales radiactivos. Se ha puesto especial énfasis en los aspectos geométricos de los yacimientos, destacando el potencial minero de la zona.
- Finalmente, se resalta la importancia de las rocas industriales en el área, en especial los granitos.

2.2.- Localización geográfica.

La región, que comprende el sector central de Extremadura, geográficamente se sitúa en el oeste peninsular y ocupa parte de las provincias de Cáceres y Badajoz. La geología descrita en este capítulo cubre una superficie total de 6270 km², ocupando totalmente las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/50.000 números: 678, 679, 680, 704, 705, 706, 729, 730, 731, 752, 753, y 754 (Figura 2.1).

Morfológicamente, el área de estudio constituye una extensa penillanura de altitud media 450 m, que está siendo degradada por la red fluvial actual. Las rocas graníticas de algunos plutones, se elevan suavemente sobre la misma, dando lugar a una morfología alomada, pero también la penillanura se ve interrumpida por sierras graníticas situadas al sur de la zona de estudio que dan lugar a las máximas alturas: Montánchez (958 m), Cancho Blanco (955 m) y Alijares (786 m).

Otras cotas elevadas son las sierras de materiales paleozoicos que afloran en la Sierra de San Pedro (SO de la zona de estudio) y en el Sinclinal de Cáceres, siendo los niveles cuarcíticos del Ordovícico Inferior (Arenig) los que presentan un mayor resalte topográfico.

Los cursos fluviales son de escasa importancia, destacando los ríos Almonte, Magasca, Salor y Ayuela que son parte de la red fluvial del Tajo; y Lácara, Aljucén, Búrdalo y Pizarroso de la red fluvial del Guadiana (Figura 2.2).

Los principales núcleos de población corresponden a las localidades de Cáceres, Miajadas y Trujillo, todos ellos en la provincia de Cáceres. Por otra parte, la región está atravesada actualmente por una buena red de carreteras nacionales, siendo también considerable el número de comunicaciones comarcales y locales.

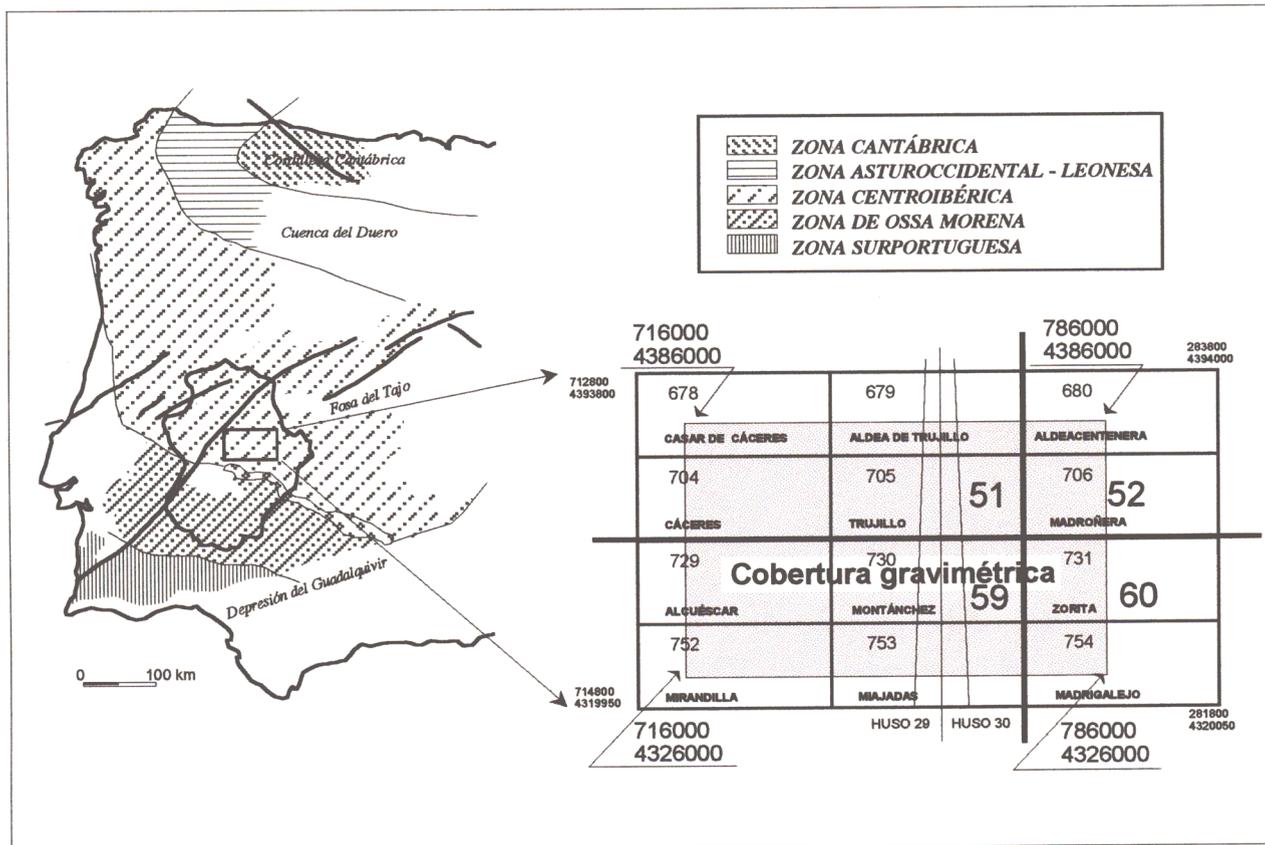


Figura 2.1.- Plano de posición general de la zona de estudio. Hojas del Mapa Topográfico Nacional Escala 1/50.000. Coordenadas UTM (m).

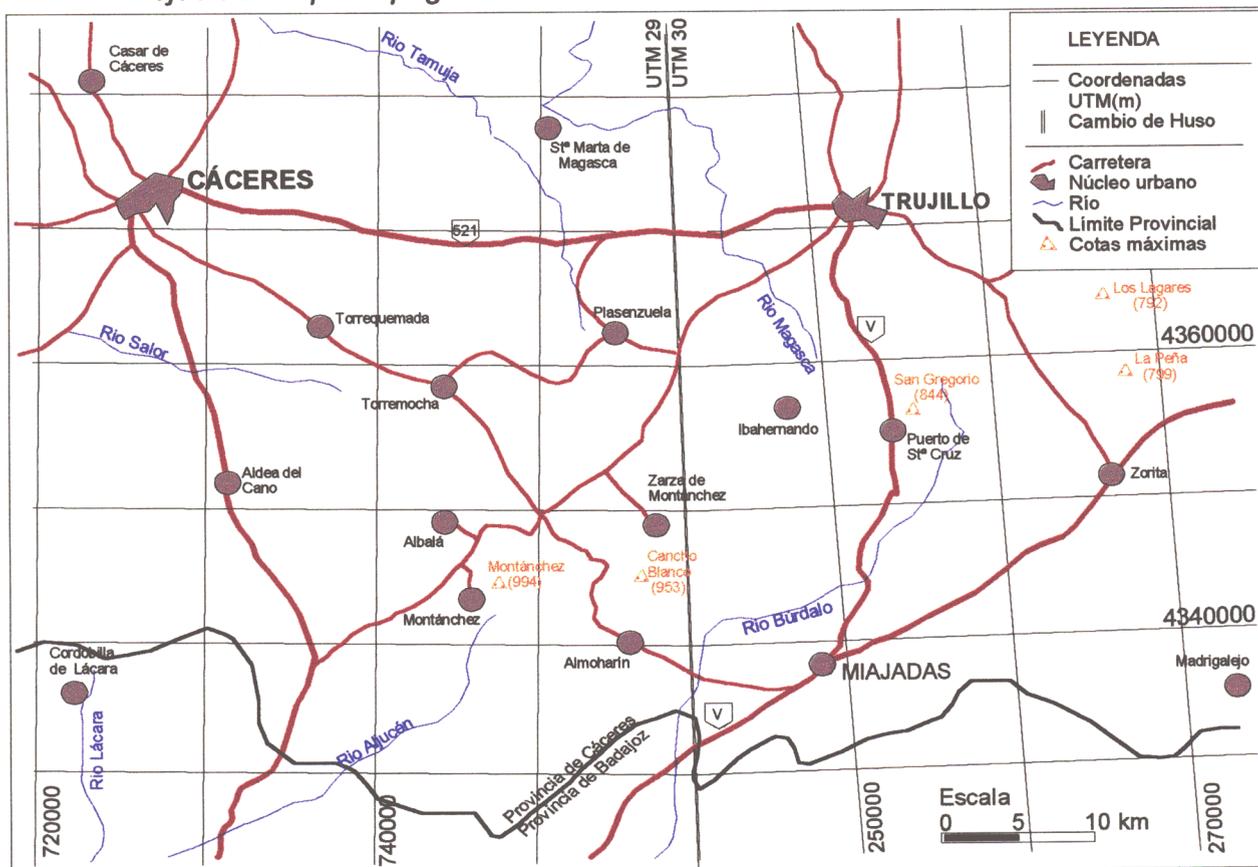


Figura 2.2.- Situación del área de estudio. Principales elementos planimétricos. Cuadrícula UTM (m). Escala gráfica.

2.3.- Situación geológica.

Desde un punto de vista geológico, el sector central de Extremadura se sitúa próximo al borde sur de la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico, (según la división zonal de Julivert et al., 1972, basado en Lotze, 1945). Lo más característico de la zona Centroibérica es la existencia de amplias antiformas en cuyo núcleo aflora la unidad detrítica conocida como Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), separadas por estrechas sinformas rellenas por materiales paleozoicos, comprendiendo desde el Ordovícico Inferior (Arenig), hasta el Carbonífero Inferior (Tournesiense-Viseense) y Superior.

Otra característica general de la zona de estudio, es la profusión de plutones graníticos, los cuales constituyen el denominado "Batolito de Extremadura Central" (BEC – Castro, 1984). Éste comprende una amplia banda cuyos límites a norte y sur quedan establecidos por los dos grandes sinclinales paleozoicos de Cañaveral y de la Sierra de San Pedro.

Desde un punto de vista litoestratigráfico y litológico los materiales que constituyen esta zona se pueden agrupar en (Figura 2.3):

- **Materiales preordovícicos.** El registro estratigráfico correspondiente a estos materiales se inicia con una potente serie turbidítica, monótona, atribuida al Grupo Domo Extremeño (Alvarez Nava et al., 1988) y de edad Proterozoico Superior, en la que alternan pizarras y grauvacas con facies conglomeráticas de potencias muy variables. Sobre estos depósitos de características flyschoides, que afloran tanto en la Zona Centroibérica como en la Zona de Ossa Morena, se sitúa discordantemente y con irregular distribución, el grupo deposicional Ibor, formado por conglomerados, areniscas y calizas que se atribuye al Vendense Superior.
- **Materiales paleozoicos.** Son litológicamente mucho más variados que los anteriores. Los Ordovícicos, omnipresentes y muy potentes, están constituídos por alternancias de cuarcitas y pizarras. Los Silúricos y los

del Devónico Inferior, (agrupados en la cartografía del mapa por razones de escala), están escasamente representados y son también detríticos, estando constituidos por pizarras y cuarcitas. Los correspondientes al Devónico Superior son muy potentes en la zona de la Sierra de San Pedro, con varias unidades cartografiadas de cuarcitas y pizarras que en su tramo superior lleva asociada una importante participación volcánica. El Carbonífero Inferior además de pizarras y calizas, también tiene participación volcánica y el Superior es discordante sobre todo y está formado principalmente por conglomerados, aunque también presenta areniscas y pizarras.

- **Materiales graníticos.** En general son poliintrusivos en los que se han distinguido numerosas facies que corresponden a las diferentes intrusiones existentes en el área de estudio (Cabeza de Araya, Albalá, Montánchez, Trujillo, Plasenzuela, Alijares, Zarza, Santa Cruz, Zorita y Granitos del área de Mérida – véase mapa geológico – Mapa 1).
- **Materiales de cobertera.** Corresponden a depósitos terciarios y cuaternarios y se sitúan principalmente al sur de la zona de estudio conformando los rellenos de la cuenca del Guadiana.

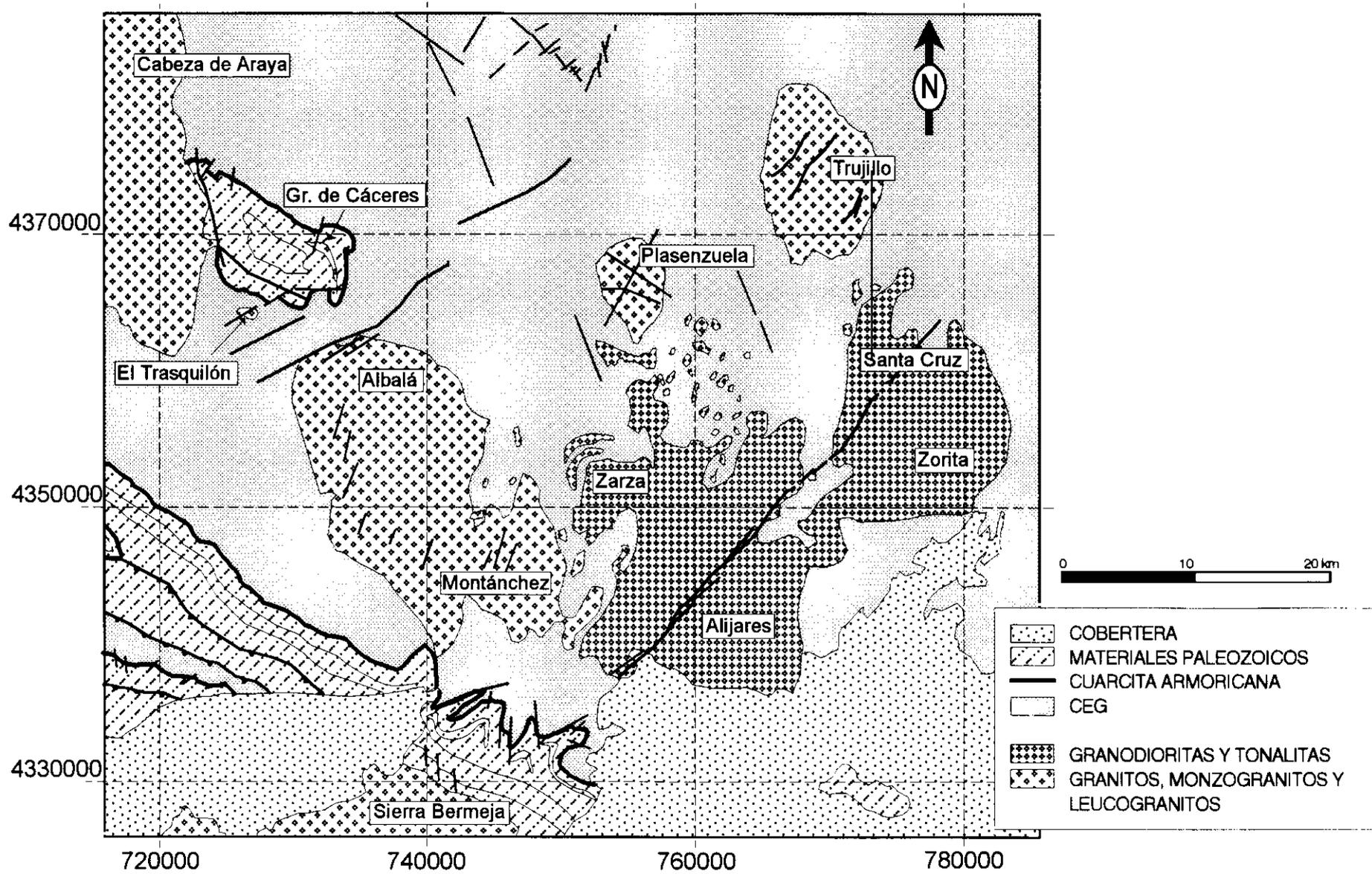


Figura 2.3.- Esquema geológico de la zona de estudio.

2.4.- Estratigrafía.

Durante la segunda mitad del siglo XIX, se llevó a cabo la cartografía sistemática de todo el territorio peninsular por la "Comisión del Mapa Geológico Nacional" y la "Comissão Geologica de Portugal", que acabó con la publicación del Mapa a escala 1: 400.000 de España y Portugal. El primer trabajo que estudia en su conjunto físico y geológico la provincia de Cáceres es el de Egozcue y Mallada (1876), el cual pese a las deficiencias lógicas de la época, da una idea general y clara de las características geológicas de ésta provincia. En esta época caben destacar también, los trabajos realizados por Lujan (1854), Tarin (1879) y Gonzalo y Tarin (1879) de carácter geológico general. El inicio del Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000 se realiza en 1928 y entre los trabajos publicados hay que destacar los de Hernández Pacheco (1929 y 1933) sobre los rasgos geológicos generales de la zona.

Haciendo referencia a los últimos trabajos publicados con respecto a la estratigrafía, y teniendo en cuenta las peculiaridades de cada dominio, los materiales preordovícicos y paleozoicos de la Zona Centroibérica se caracterizan por presentar un registro, que comprende cuatro grandes secuencias separadas por tres importantes discontinuidades (Vilas y San Jose, 1990):

- a) Alcudiense Inferior.
- b) Alcudiense Superior – Pursiense.
- c) Ordovícico Inferior - Carbonífero Inferior.
- d) Carbonífero Superior.

La secuencia a) y la secuencia b) constituyen el CEG (Carrington da Costa, 1950 y Teixeira, 1954 y 1955), aunque conocido también por otras denominaciones locales. Las otras dos secuencias c) y d) forman un hiperciclo sedimentario diferente, constituido por sucesivos ciclos transgresivos y regresivos.

La descripción estratigráfica que se expone a continuación, se ajusta a estos dos hiperciclos. En primer lugar, los materiales preordovícicos

(Proterozoico Superior y Vendicense Superior) y en segundo lugar, las rocas paleozoicas postcámbricas.

2.4.1.- Materiales preordovícicos.

Bajo esta denominación se incluyen los extensos afloramientos pertenecientes al CEG de la Zona Centroibérica, referidos al conjunto flyschoides sinorogénico de pizarras y grauvacas (Quesada, 1991), además de los materiales del Vendicense Superior discordantes sobre él.

San José (1983), sintetiza las formaciones correspondientes a éstos materiales dividiéndolos en dos grupos: uno Inferior y otro Superior cuyo contacto está en discusión. Para algunos autores (Bouyx, 1970; San José, 1983; Álvarez Nava et al., 1988), el Superior es discordante sobre el Inferior. Otros no descartan la posible discordancia (Crespo y Rey de la Rosa, 1971) y finalmente, algunos consideran que no existe tal discordancia (Tamain, 1972), o que son discordancias locales debidas esencialmente a procesos sinsedimentarios (Moreno, 1977).

Más recientemente, y para el conjunto de sedimentos Precámbrico-Cámbricos de la mitad suroriental de la Zona Centroibérica, se han establecido tres grupos estratigráficos (Alvarez-Nava et al., 1988) separados entre sí por discordancias de distinto tipo, que de más antiguo a más moderno se les ha denominado de la siguiente forma:

- Grupo "Domo Extremeño" (Proterozoico Superior), también Alcudicense Inferior.
- Grupo "Ibor" (Vendicense Superior), Alcudicense Superior.
- Grupo "Valdelacasa" (Vendicense Superior - Cámbrico Inferior).

En la descripción de los materiales los números corresponden con los asignados en la cartografía geológica del mapa 1.

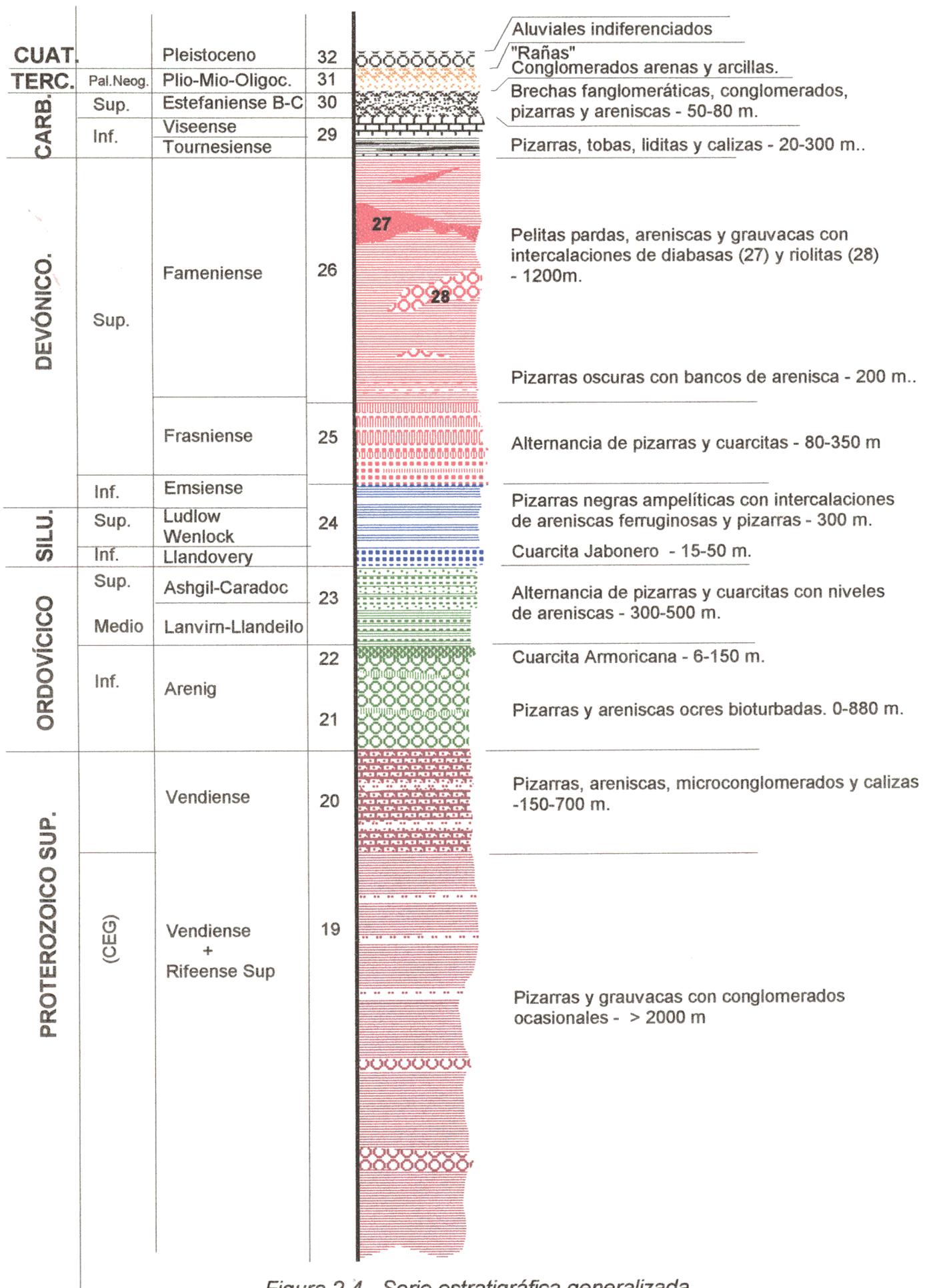


Figura 2.4.- Serie estratigráfica generalizada.
(Representadas potencias medias, Terciario y Cuaternario fuera de escala).

pelitas microbandeadas, las alternancias milimétricas de lutitas gris oscuro (ricas en materia orgánica) y gris claro, y en algún caso puede haber pelitas negras carbonatadas (calcoesquistos) con algún nódulo de chert.

Los conglomerados suelen ser granosoportados (Leyva et al., in litt), en bancos aislados, o tramos decamétricos intercalados con areniscas y lutitas. Su aspecto composicional es variado: cuarzo ígneo (predominante), arenisca, lidita, rocas ígneas y cantos blandos. Una diferencia con los descritos para el grupo Domo Extremeño es que hay cantos de cantos y la matriz es relativamente escasa.

Las areniscas pueden tener gravas y se interpretan como continuación lateral de los conglomerados. También las hay de grano medio-grueso, o fino en bancos métricos con cantos blandos, aunque las más representativas son las de grano medio-fino que alternan con lutitas verdes.

El tránsito de las facies terrígenas descritas a las carbonatadas es gradual. Hay dos tipos de carbonatos. Por una parte, calizas, calizas dolomitizadas y dolomías (Leyva et al., op.cit.) donde los procesos diagenéticos afectan a cada capa dependiendo del tamaño de grano y de la composición. Son "wackstone" a "packstone" de grano medio a grueso y cemento esparítico, en capas centi-decimétricas de color marrón a gris. El otro tipo son calizas bioconstruidas y además de las alternancias milimétricas de carbonatos y lutitas ("algal mats") se observan bioconstrucciones de estromatolitos.

La localización del grupo Ibor sugiere que corresponde al de una plataforma mixta detrítico-carbonatada que puede llegar a tener facies de talud.

2.4.2.- Materiales paleozoicos.

Los materiales paleozoicos que se encuentran en la zona de estudio son discordantes sobre el CEG y ocupan estrechos sinclinales de dirección general ONO-ESE (como el Sinclinal de Cáceres y el de la Sierra de San

Pedro), estructuras que aparecen separadas por amplias antiformas donde aflora el sustrato precámbrico y los granitoides hercínicos. Su característica más notable es la profusión de tramos cuarcíticos, así como los frecuentes cambios laterales de facies.

Para la descripción de la estratigrafía de la serie paleozoica postcámbrica se han seguido los esquemas propuestos por Gutierrez Marco et al. (1990). Estos autores proponen una subdivisión, de acuerdo con los principales episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el hiperciclo postcámbrico. Los límites entre estos episodios corresponden a discontinuidades sedimentarias.

2.4.2.1.- Ordovícico.

El Ordovícico está irregularmente representado debido principalmente al efecto producido por las fallas distensivas frágiles o frágil-dúctiles y a su reactivación durante la etapa compresiva hercínica (ver apartado 2.7).

La base del Ordovícico s.l. para la Zona Centroibérica es una discordancia angular de primer orden que separa estos materiales de los infrayacentes más antiguos (Hammann et al., 1982; Pillola y Gutierrez Marco, 1988). Esta discordancia representa el límite entre dos hiperciclos sedimentarios. Los materiales correspondientes al Ordovícico se han agrupado en:

El Ordovícico Inferior (Arenig) se sitúa en discordancia angular sobre los materiales del Precámbrico. Es de carácter marcadamente transgresivo y presenta numerosas unidades de carácter arenoso entre las cuales está incluida la Cuarcita Armoricana. En algunos casos, y así sucede en el área de estudio (ver Mapa 1), se encuentra una unidad basal que incluye conglomerados, pizarras y areniscas ocreas bioturbadas (21), conocida por numerosas denominaciones locales; por ejemplo, "Series Basales Rojas", "Formación Sarnelha", "Capas Intermedias" (Lotze, 1956), "Serie Púrpura", "Formación Hito", "Formación Urra", y se corresponde con las capas "Lie de Vin" definidas por Tamain (1972), en la zona de Sierra Morena Oriental. El espesor es muy variable, desde inexistente o algunas

decenas de metros en la Sierra de San Pedro, hasta alcanzar los 880 m en la Sierra de Rena (Leyva et al., in litt.). Parece configurar un sistema deposicional que evoluciona desde fan deltas en paso a llanuras de marea y plataformas siliciclásticas con dominio de tormentas.

Por encima se sitúa la Cuarcita Armoricana (22), próxima a la base del Paleozoico Inferior. Es una unidad destacable que forma un buen horizonte cartográfico (Figura 2.4) y gran resalte con potencias variables, desde los 6-30 m en la Sierra de San Pedro, hasta los 150 de las Sierras de Rena y los 200-250 m en la prolongación hacia el NO de las Villuercas. Corresponde a una ortocuarcita blanca muy recristalizada, con intercalaciones de areniscas silíceas y un desarrollo notable de venas de cuarzo. La edad más probable de ambas unidades es Arenig (Piles et al., 1989; Pieren Pidal y Nozal Martín, 1989).

El *Ordovícico Medio-Superior* se ha agrupado como una unidad cartografiable (23) en el mapa geológico (no es tal unidad de sedimentación). La Cuarcita Armoricana pasa gradualmente a las alternancias suprayacentes denominadas "Capas Pochico" en el Valle de Alcudia (Tamain, 1972) que están constituídas por alternancias de pizarras con arenas y cuarcitas. La potencia del tramo es variable, 300 m en el sinclinal de Cáceres, 500 m en el de la Sierra de San Pedro y aproximadamente lo mismo (aunque está incompleta) en el de las Villuercas. Es predominantemente pizarroso en el tramo basal (Pizarras con Tristani), sobre el que hay una importante intercalación cuarcítica (Cuarcitas Ocreas o de Cantera) y que culmina con un tramo de pizarras oscuras (pelitas con fragmentos de otras áreas). Representa un sistema de depósito con muchos cambios de facies y de espesor de las unidades. Por otra parte, a escala regional comienzan a aparecer emisiones volcánicas y plutonismo que representa una tectónica cada vez más activa.

2.4.2.2.- Silúrico - Devónico Inferior.

Los afloramientos silúricos se localizan principalmente en el flanco norte de la Sierra de San Pedro, en donde se agrupan en dos unidades ; una

inferior de cuarcitas claras que se corresponde con la Cuarcita del Criadero en la región de Almadén, y una superior pizarrosa con abundantes graptolites.

En la cartografía que se presenta en el Mapa 1, el Silúrico (24) comprende el Inferior (Llandovery), el Superior (Wenlock-Ludlow) y parte del Devónico Inferior (Emsiemse). – Figura 2.4 -.

El Silúrico comienza en la Sierra de San Pedro por las cuarcitas claras ("Cuarcita del Jabonero" -Llandovery-). Las potencias oscilan entre 15 m y 50 m y microscópicamente tienen textura granoblástica, con cuarzo como mineral principal y turmalina, biotita, moscovita, circón y esfena como accesorios. Se interpretan como depósitos marinos de plataforma con oleaje.

De forma concordante con las cuarcitas, se sitúa un tramo de pizarras negras con pirita, y unas alternancias de areniscas ferruginosas y pizarras, con una potencia estimada de unos 300 m que se interpretan como una serie de plataforma continental con acción del oleaje sobre el fondo.

Este conjunto parece evolucionar desde facies de plataforma externa con fondo anóxico (ampelitas y materiales de afinidad turbidítica) a medios de plataforma dominada por tormentas.

El límite Silúrico - Devónico no puede establecerse con precisión en el área, no obstante, estaría ubicado entre la última secuencia silúrica y las alternancias de cuarcitas ferruginosas y pizarras grises de edad Emsiense.

2.4.2.3.- Devónico Superior.

Es la sucesión paleozoica que en la Sierra de San Pedro ocupa mayor extensión cartográfica y también mayor potencia. Hay una probable laguna estratigráfica mesodevónica, al igual que sucede en otras áreas

cercanas de la Zona Centroeibérica (sinclinal de Herrera del Duque, Almadén...).

El Devónico Superior (Frasniense-Fameniense) tiene una potencia total estimada de más de 1600 m (Figura 2.4) con varias unidades cartografiadas. En el tramo más alto se diferencian dos dominios, de características litoestratigráficas distintas, producto de la separación de la cuenca en dos zonas por efecto de un sistema de fallas distensivas (ver apartado 2.7).

El Devónico Superior (Frasniense) (25) está constituido por una serie alternante de pizarras y cuarcitas, a las que se superponen de forma concordante, las "Cuarcitas del Aljibe". La potencia estimada es de unos 350 m. Por encima hay otra secuencia alternante de pizarras y cuarcitas, que a techo pasan a las "Cuarcitas de Peñaquemada" y tienen una potencia que oscila entre 80 m y 300 m.

El Devónico Superior (Frasniense-Fameniense) (26) está constituido por dos unidades cartográficas. La primera de ellas constituida por pizarras oscuras y verdes con bancos de areniscas intercalados, que puede alcanzar los 200 m. La segunda por pelitas pardas, con intercalaciones cuarcíticas cartografiadas y abundantísima participación volcánica (diabasas (27) y riolitas (28)), puede alcanzar los 1200 m de potencia aunque puede ser difícil de estimar, por los recubrimientos que podrían ocultar importantes accidentes tectónicos.

2.4.2.4.- Carbonífero Inferior.

El Carbonífero Inferior (Tournesiense-Viseense) (29) en la Sierra de San Pedro, está formado por secuencias terrígeno-carbonatadas, así como volcanosedimentarias, constituidas por pizarras, tobas, liditas y brechas andesíticas, junto con areniscas y calizas oscuras, con una potencia que puede oscilar entre 20 m y 200 m.

En el sinclinal de Cáceres se diferencian tres unidades litoestratigráficas que constituyen el núcleo del sinclinal y llegan a tener una potencia de hasta 300 m:

- Pizarras y tobas con intercalaciones de episodios pelíticos y arenosos.
- Série carbonatada con calizas y dolomías de color gris oscuras y fétidas, parcialmente karstificadas.
- Pizarras grises a negruzcas con niveles arenosos intercalados discontinuos.

2.4.2.5.- Carbonífero Superior.

El Carbonífero Superior (30) se encuentra excepcionalmente representado en la Hoja de Alcuéscar, y está constituido por brechas fanglomeráticas, conglomerados rojos a grises fluvio-torrenciales, areniscas de espesor muy variable y pizarras (Figura 2.4). Los conglomerados son poligénicos, heterogranulares, y muestran una disminución del tamaño de los cantos de muro a techo. La matriz es arenoso-pizarrosa, aunque a veces el esqueleto es quebrantado. Los cantos son principalmente cuarcíticos, aunque también hay de otras rocas infrayacentes, como pizarras, areniscas, vulcanitas y calizas. Estos depósitos que pueden tener entre 50 m y 80 m de potencia, se interpretan como de abanicos aluviales, con grandes canales trenzados y reducción progresiva de la actividad tectónica en el frente donde se enraizan. Puede existir también alguna relación con ambientes subacuáticos (marino-someros).

Estos materiales están preservados de la erosión, siempre en cuencas a lo largo de bandas de cizalla, o como semi-grabens finitectónicos (Gutierrez Marco et al., 1990).

En base a asociaciones espora-polínicas, se les ha atribuido una edad Estefaniense B Medio a Estefaniense C (Pineda et al., 1980).

2.4.3.- Cobertera.

En general, el Terciario se localiza en depresiones o en pequeñas fosas tectónicas bien definidas. Otras veces se presenta como una especie de cobertera bastante arrasada que fosiliza la Penillanura.

Los materiales neógenos constituyen el relleno principal de las cuencas del Tajo y Guediana y otras de menor entidad. Los depósitos son continentales en régimen general de sistemas de abanicos aluviales, y a grandes rasgos, poseen unos niveles de base arcillosos o margosos, a los que se superpone un nivel arcósico muy constante. Sobre éste existen diferentes horizontes irregulares de arcillas, areniscas y niveles calcáreos. La potencia total del Mioceno según Roso de Luna y Hernández Pacheco (1957) no sobrepasa los 50 m; sin embargo Ramírez (1971), estima que la potencia debe ser mayor, dada la gran irregularidad de la superficie sobre la que normalmente se apoya.

En el Plio-Pleistoceno, destacan las formaciones detríticas de "Rañas", depositadas sobre materiales paleozoicos, granitos, o bien materiales miocenos, de forma caótica, sin ninguna estratificación, y cuya potencia generalmente oscila entre 6 m y 10 m. Se trata de una formación conglomerática constituida por cantos y ocasionalmente bloques heterométricos y subangulosos o redondeados de cuarcita y arenisca, empastados en una matriz arcillo-arenosa de color rojiza. Frente a las hipótesis iniciales (Vidal Box, 1944 y Hernández Pacheco, 1949) que asumían unas condiciones paleoclimáticas áridas o semiáridas, la tendencia actual supone que la formación de la Raña tiene lugar bajo un clima estacional, no necesariamente árido (Molina, 1975), o directamente relacionado con el primer pluvial Villafranquiense (Muñoz, 1976), de forma que, *el medio que originó estos depósitos puede considerarse el de un flujo en masa de fangos con cantos, desarrollado bajo un clima húmedo con lluvias estacionales de gran intensidad.*

En regiones próximas a Cáceres, son visibles dos niveles de Rañas, que se disponen sobre un potente manto de meteorización sobre el zócalo esquisto-grauváquico. Esta meteorización afecta igualmente a los

depósitos y al sustrato con una potencia de 2 m a 20 m (Molina, 1975; Martín Serrano y Nozal, 1989).

Entre los depósitos cuaternarios se diferencian coluviones, terrazas y aluviales. Los depósitos coluviales afectan a la totalidad del recubrimiento superficial de vertiente y suelos como resultado de la meteorización. Su litología varía en cada caso en función de la roca de la cual provienen; cuando provienen de materiales paleozoicos se producen coluviones de cantos de cuarcitas y otras litologías (calizas, pizarras), y cuando provienen de materiales graníticos se forman arenas de meteorización. Las terrazas se encuentran bien desarrolladas en el cauce de los ríos principales y se han diferenciado hasta tres niveles de edad Pleistoceno (Villalobos et al., 1985) en las del Río Guadiana. Finalmente, los aluviales corresponden a los depósitos actuales y subactuales en el cauce de los ríos principales, y están formados por materiales detríticos finos con algunas intercalaciones de gravas y cantos.

Como los materiales de la covertera no han sido objeto específico de investigación en este trabajo, en la cartografía del mapa se presentan como del Terciario indiferenciado (Oligoceno-Plioceno) (31). Igualmente, tan solo se han representado los aluviales indiferenciados (Cuaternario) (32) de los principales sistemas fluviales de la zona; es decir los Ríos Guadiana, Zújar, Búrdalo y Gargaligas.

2.5.- Rocas ígneas.

En el territorio extremeño se pueden diferenciar cuatro grupos de rocas ígneas intrusivas, atendiendo a su relación con los diferentes ciclos orogénicos (Junta de Extremadura 1987):

- Rocas ígneas precámbricas, grupo en el que se engloban todas aquellas anteriores o relacionadas con el ciclo orogénico fini-precámbrico.
- Rocas ígneas prehercínicas, que incluyen aquellos plutones emplazados durante el Paleozoico, antes del Devónico Medio en que comienza el ciclo hercínico.
- Rocas ígneas hercínicas, que son aquellas que intruyeron en el ciclo hercínico, entre el Devónico Superior y el Pérmico Inferior.
- Rocas ígneas posthercínicas, que comprenden los haces de diques, fundamentalmente mesozoicos y cuyo afloramiento es muy local.

Aunque la adscripción de algunos plutones a los anteriores grupos es muchas veces dudosa, debido a la falta de dataciones absolutas y estudios geoquímicos de detalle, las principales rocas ígneas que caracterizan el área de estudio pertenecen al tercer grupo; granitoides hercínicos.

En la elaboración de la geología de la zona y del mapa resultante, se ha procurado agrupar facies magmáticas comunes a los diferentes intrusivos, con objeto de que la cartografía de los granitoides sea representativa de un fenómeno magmático global que posiblemente es común para los diferentes tipos, aunque al mismo tiempo se puede considerar como un poli-intrusivo (ver Mapa 1).

En particular, existen abundantes descripciones, en su mayor parte petrográficas y de apoyo a la cartografía de terreno, sobre los cuerpos individualizados, que ponen de relieve la variedad composicional existente.

Hay que destacar el trabajo de Monteserín y Pérez Rojas (1980) que clasificaron en dos tipos las rocas ígneas del Batolito de Extremadura

Central (BEC), en base a su composición, la edad relativa de su emplazamiento, así como por la deformación que presentan en:

- Rocas correspondientes a la serie alcalina, a la que se asignan, por ejemplo, las facies de los plutones de Trujillo, Plasenzuela y la facies externa de Albalá.
- Rocas correspondientes a la serie calcoalcalina que incluyen las cuarzodioritas y granodioritas con geometría y dimensiones variables, por ejemplo de Ruanes y Zarza de Montánchez.

Posteriormente, Castro (1984) definió tres magmas tipo, los cuales estarían generados a diferentes profundidades por diversos mecanismos. Estos son los siguientes:

- Magmas cuarzodioríticos (A), representados por los plutones de Zarza de Montánchez, parte de Alijares, Ruanes, Santa Cruz y Zorita, Zarza la Mayor (García de Figuerola et al., 1971) así como Arroyo de la Luz (Corretgé, 1971).
- Magmas de feldespato alcalino (B), representados por los plutones de Montánchez y parte del de Alijares.
- Magmas de feldespato alcalino de tendencia alcalina (C), a los que pertenecen los plutones de Alcuéscar (Albalá), Plasenzuela y Trujillo (sector oriental – Castro op.cit.) y serían equivalentes a los miembros de la "serie de diferenciación de Cabeza de Araya" de Corretgé et al. (1983).

A continuación, se describen las principales características de los plutones individualizados, ya que son el objeto del estudio gravimétrico llevado a cabo en esta Tesis, así como por su relación espacial y probablemente genética con las mineralizaciones del sector.

2.5.1.- Plutón de Trujillo.

El plutón de Trujillo tiene una forma elíptica con el eje mayor orientado en una dirección aproximada N-S, e intruye en los materiales del CEG. En el borde norte del plutón, el CEG presenta una S_2 de crenulación, que según Corretgé y Martínez (1978), estaría en relación con el emplazamiento del mismo, pero sin embargo Castro (1984), opina que esta S_2 es posterior al metamorfismo de contacto, ya que deforma a los nódulos de cordierita y estaría por tanto en relación con estructuras de tipo regional.

Entre los primeros trabajos, Hernández Pacheco (1957), diferencia en el plutón de Trujillo un granito de grano grueso a medio, a veces porfiroide y unos microgranitos y materiales aplíticos que formarían el borde y cuyo magma origen sería calcoalcalino y rico en moscovita. Ramírez (1971) señala la abundancia de un granito porfiroide con moscovita y biotita, localmente de composición adamellítica, además de otro granito no porfiroide de dos micas. Este último añade una facies más, ocupando el centro del plutón, que correspondería a un granito de dos micas. Posteriormente, Bea (1975), aporta datos geoquímicos, que llevan a considerar al plutón como perteneciente al grupo de los Macizos Circunscritos. Además, compara sus características macro, microscópicas, y químicas, con los plutones de Cabeza de Araya y Albalá. Saavedra et al.(inedito) definen ocho facies graníticas (adamellitas y granito moscovítico), más una facies de borde. Monteserín y Pérez Rojas (1980) describen una estructura zonal con facies más finas y leucocráticas en el núcleo, que pasan gradualmente a otras de composición más calcoalcalina y que constituyen la periferia del macizo. Estos autores diferencian las siguientes facies (Figura 2.5):

- En la parte central del plutón, granito de grano fino a medio con moscovita y turmalina, escasa biotita y abundante presencia de minerales leucocráticos. El contacto con las facies circundantes exteriores es neto.
- Granito de dos micas rico en cuarzo, de grano medio a grueso y de apariencia leucocrática, con escasa biotita y abundante turmalina. El

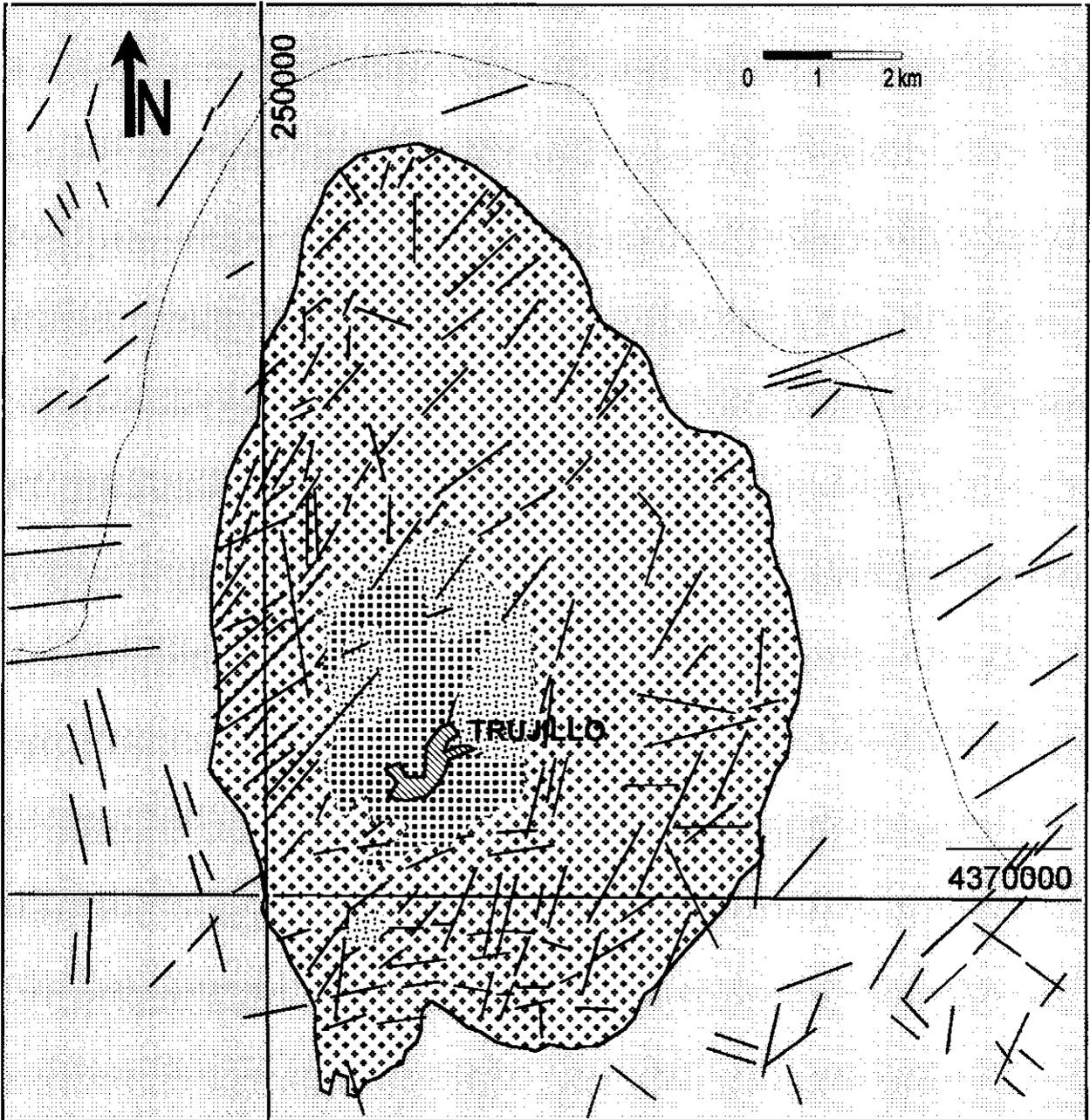
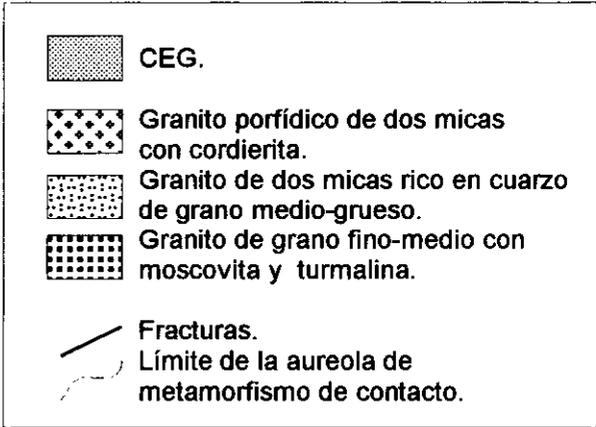
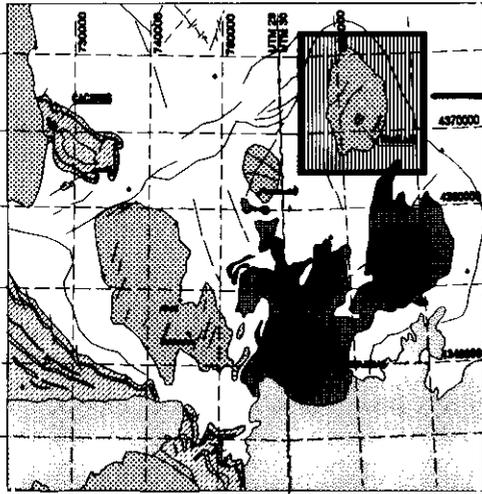


Figura 2.5.- Esquema geológico del plutón de Trujillo.
(Según Monteserín y Perez Rojas, 1980).

contacto con las facies exteriores circundantes es difuso, por lo que en algunas zonas se diferencia una facies de tránsito.

- Granito porfídico de dos micas con cordierita, que se distribuye en la zona externa del plutón y está constituido por una facies oscura en la que destaca una gran proporción de megacrystalos de feldespato potásico, con abundante cordierita y predominio de la biotita sobre la moscovita.

Para Guijarro (1982) y Guijarro et.al.(1985), el plutón de Trujillo está constituido por una adamellita porfídica de dos micas y una microadamellita porfídica, a veces de dos micas y otras moscovíticas. La distribución de Th muestra un fondo anómalo en las adamellitas y una media baja en las microadamellitas. El U también presenta contenidos elevados en las adamellitas y muy bajos en las microadamellitas.

Castro (1984) aborda el estudio de los granitoides desde un punto de vista estructural y diferencia, al igual que Monteserín y Pérez Rojas (1980), las siguientes facies: a) un granito de grano grueso a muy grueso que tiende a ocupar las zonas marginales del plutón, b) una facies común constituida por granito de dos micas de grano grueso a muy grueso, con megacrystalos de feldespato potásico, ocasionalmente, con una subfacies más rica en turmalina y c) un granito aplítico que ocupa la parte central del plutón. Señala que ninguna de la facies presentan deformación dúctil, inducida desde el exterior o debida al propio emplazamiento. Por otra parte, realiza un estudio detallado de los diques aplíticos acompañantes, destacando sus características más sobresalientes, que son:

- Localización en las zonas marginales.
- Pequeño espesor y gran longitud.
- Trazado rectilíneo y contactos netos con el granito encajante.
- Asociación en grupos de diques paralelos.
- Geométricamente se disponen, o bien perpendiculares al contacto (diques radiales) los cuales son subverticales, o bien de forma paralela al contacto del plutón (diques concéntricos) y buzan debilmente (20-24°) hacia el interior.

- Un tercer grupo de diques son los que encajan en el CEG, que no son nunca prolongación de los que aparecen dentro de la masa plutónica y cuya importancia queda patente en el plutón de Plasenzuela que se describe a continuación.

2.5.2.- Plutones de Plasenzuela y Ruanes.

El plutón de Plasenzuela (véase Mapa 1), al igual que el de Trujillo, tiene una forma elongada con su eje mayor orientado en dirección aproximada N-S. Intruye en los materiales del CEG y presenta una zonación de facies. En el borde N, el contacto buza hacia afuera entre 60 y 70°, mientras que en el borde E está fuertemente verticalizado.

Monteserín y Pérez Rojas (1980) diferencian cuatro facies cartografiables en el intrusivo:

- Granito aplítico, que corresponde al anillo externo aplítico, cuya amplitud oscila entre 50 cm y varios centenares de metros. El contacto con los materiales metamórficos o graníticos es neto, aunque algunas veces se han observado interdigitaciones.
- Granito de dos micas rico en cuarzo, el cual se encuentra generalmente ocupando las zonas periféricas.
- Granito porfídico de grano grueso, de dos micas y fenocristales de feldespato potásico.
- Granito de dos micas de grano grueso.

Por su parte, Palero et al. (1985) definen tres facies (Figura 2.6) que de fuera a dentro del plutón son:

- Facies externa de leucogranitos moscovíticos, de carácter aplítico, con microfenocristales hipidiomorfos de feldespato potásico y plagioclasa en una matriz de grano fino. La turmalina es muy abundante y son frecuentes los procesos de albitización en algunas zonas.
- Un granito de dos micas, de grano grueso, rico en cuarzo y con turmalina

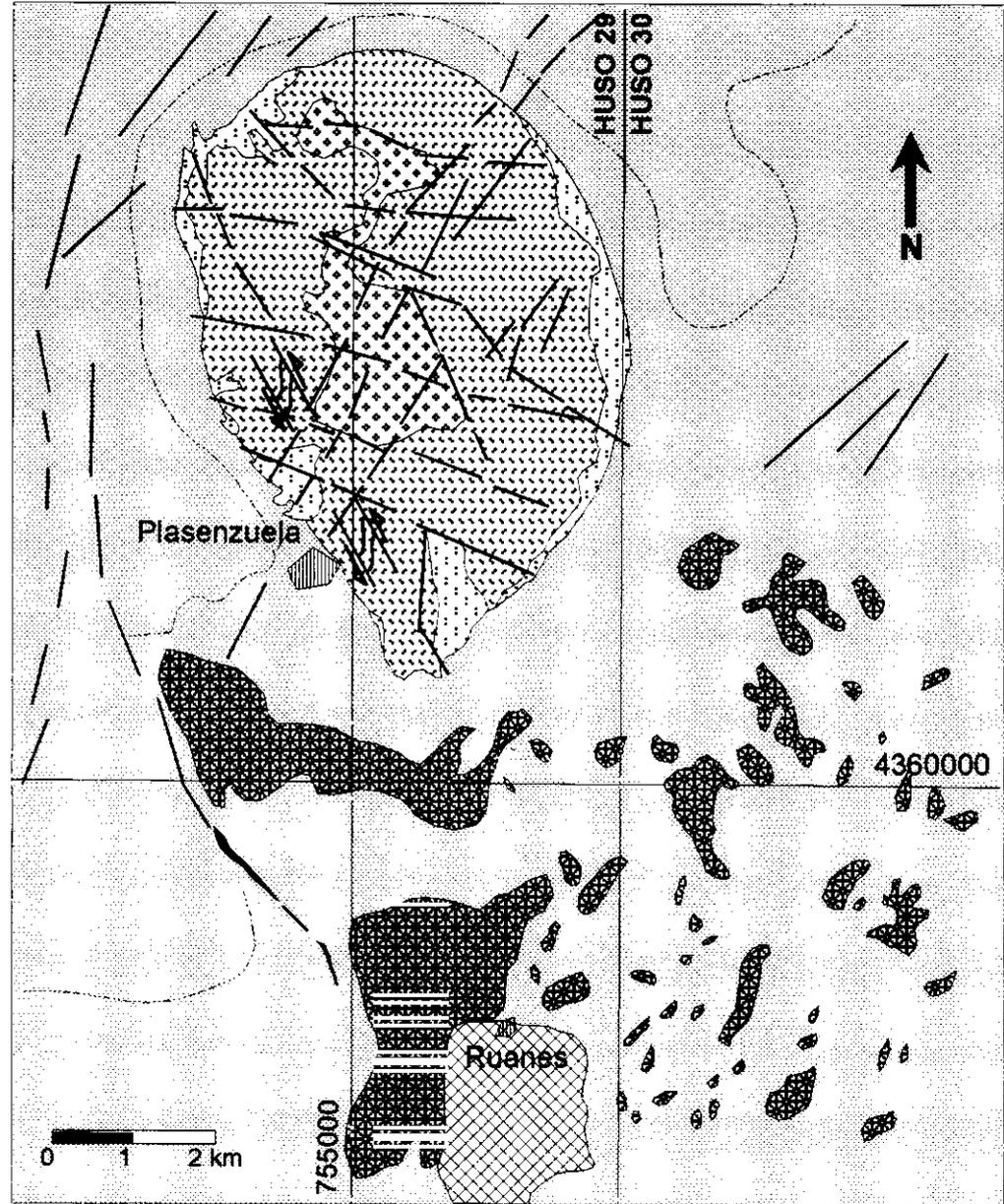
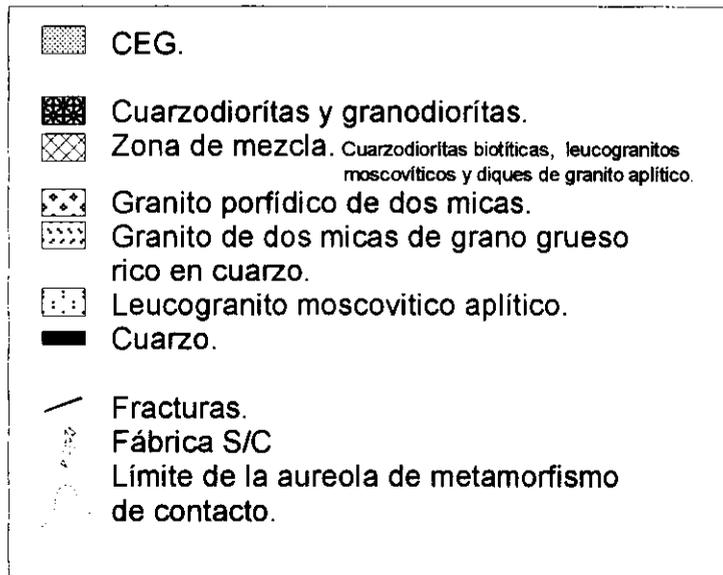
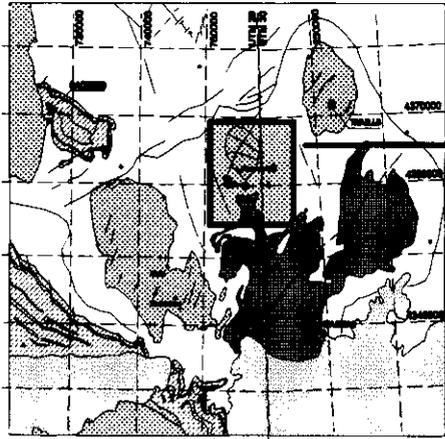


Figura 2.6.- Esquema geológico de los plutones de Plaszuela y Ruanes. (Tomado y modificado de Monteserín y Perez Rojas, 1980 y de Palero et al., 1985)

- La facies interna corresponde a un granito porfídico de dos micas.

En el borde oeste describen la existencia de abundantes digitaciones entre los granitos aplíticos y los diques pegmoaplíticos con direcciones principales N130°-140°E y N20°-30°E. Las facies definidas se disponen en zonación concéntrica, siendo más ácidas y de carácter pegmatítico las marginales, en contraposición con lo observado en Trujillo. Las aplitas, que en el plutón de Trujillo aparecen en el borde oeste y constituyen el tercer grupo de diques definidos por Castro (1984), en Plasenzuela forman un peculiar y característico anillo completo en torno al plutón, separado de los materiales graníticos por metasedimentos. Esta forma anular, podría recordar a los "ring-dikes" pero su débil buzamiento (30° hacia afuera del plutón en algunos puntos) descarta esta posibilidad. Por otra parte, el borde oriental muestra deformación por mecanismos de cizallamiento dúctil hercínico y sentido sinistral.

Reguilón (1988) diferencia también tres fácies en el granito de Plasenzuela, estas son:

- La más externa que consiste en una estrecha franja de granitos moscovíticos de carácter aplítico que rodea el plutón.
- La facies intermedia que corresponde a un granito de dos micas de grano medio a grueso.
- La facies central constituída por granitos de dos micas de grano grueso y frecuentemente de carácter porfiroide con cordierita.

Los contenidos geoquímicos en U y Sn son superiores a los habituales en este tipo de rocas, principalmente en la facies aplítica de borde, y de acuerdo con la definición de Plant et al.(1980), Plant y Watson (1983) se trataría de un "granito metalífero".

El granito de Plasenzuela ha producido una aureola de metamorfismo de contacto con una anchura de más de 500 m, que consiste en un "mosqueado" de porfiroblastos de andalucita en las pizarras encajantes, pudiendo incluso encontrarse corneanas pelíticas.

Al sur del plutón de Plasenzuela existen numerosos afloramientos de cuarzodioritas de dimensiones irregulares que ocupan una zona con intenso metamorfismo de contacto. Estos apuntamientos aislados constituyen lo que Castro (1984) denominó "plutón Ciego de Ruanes".

El stock de Ruanes está constituido por cuarzodioritas biotíticas (Figura 2.6), de origen más profundo que los granitos, correspondientes a la serie alcalina y presentan un aspecto microgranudo y color grisáceo. Son facies ricas en plagioclasas y biotitas y relativamente pobres en cuarzo. Suelen presentar bastantes enclaves micáceos cuya abundancia relativa suele ser mayor en los bordes de los macizos según Gil Serrano et al. (1980).

2.5.3.- El complejo plutónico de Albalá y Montánchez.

Está constituido por dos intrusivos ; el de Albalá y el de Montánchez. El granito de Albalá presenta una forma elongada en cartografía, con su eje mayor orientado en dirección NNO-SSE, y está formado por granitos muy similares a los de Trujillo y Plasenzuela. Ha sido objeto de numerosos estudios, entre los que destacan, en los aspectos petrológicos (Corretge, 1971), petrológico-estructurales (Castro, 1984), geoquímicos de carácter general (Bea et al., 1987) o metalogénicos de tipo general (Penha, 1973; Gumiel, 1984; Arribas et al., 1987; Gumiel y Arribas, 1990); con respecto a la metalogénia y distribución del U y Th en el granito de Montánchez, hay que señalar los trabajos de Reguilón y Arribas (1989), y a las mineralizaciones de Sn y W situadas en la proximidades, los trabajos de Gumiel y Pineda (1981). También se han realizado dataciones absolutas que arrojan una edad de 313 ± 10 m.a. (Penha, 1973 y Penha y Arribas, 1974).

Saavedra y Garcia Sanchez (1976) caracterizan geoquímicamente seis facies en el granito de Albalá, estableciendo un esquema genético de intrusión múltiple en un área parcialmente cratonizada a finales del Ciclo Hercínico. Este esquema explicaría la zonación batolítica de magmas

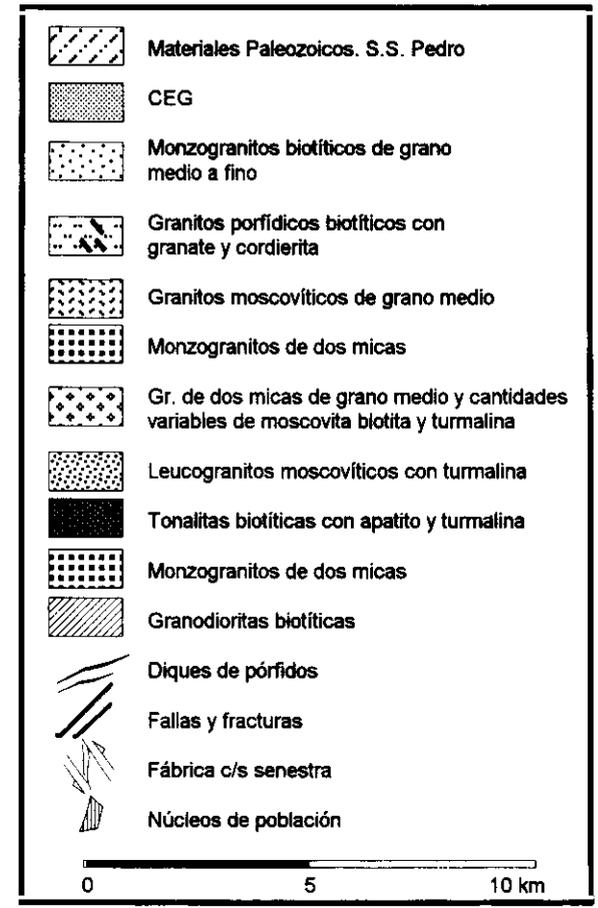
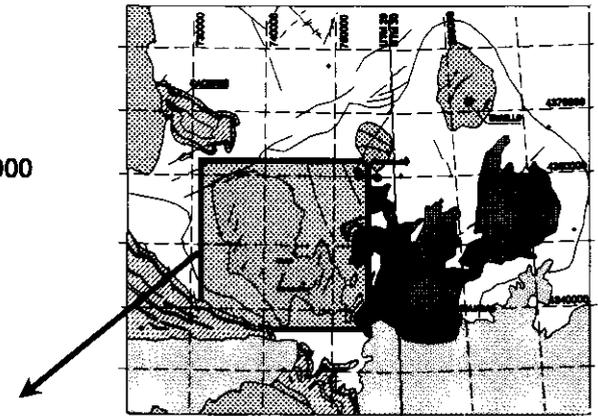
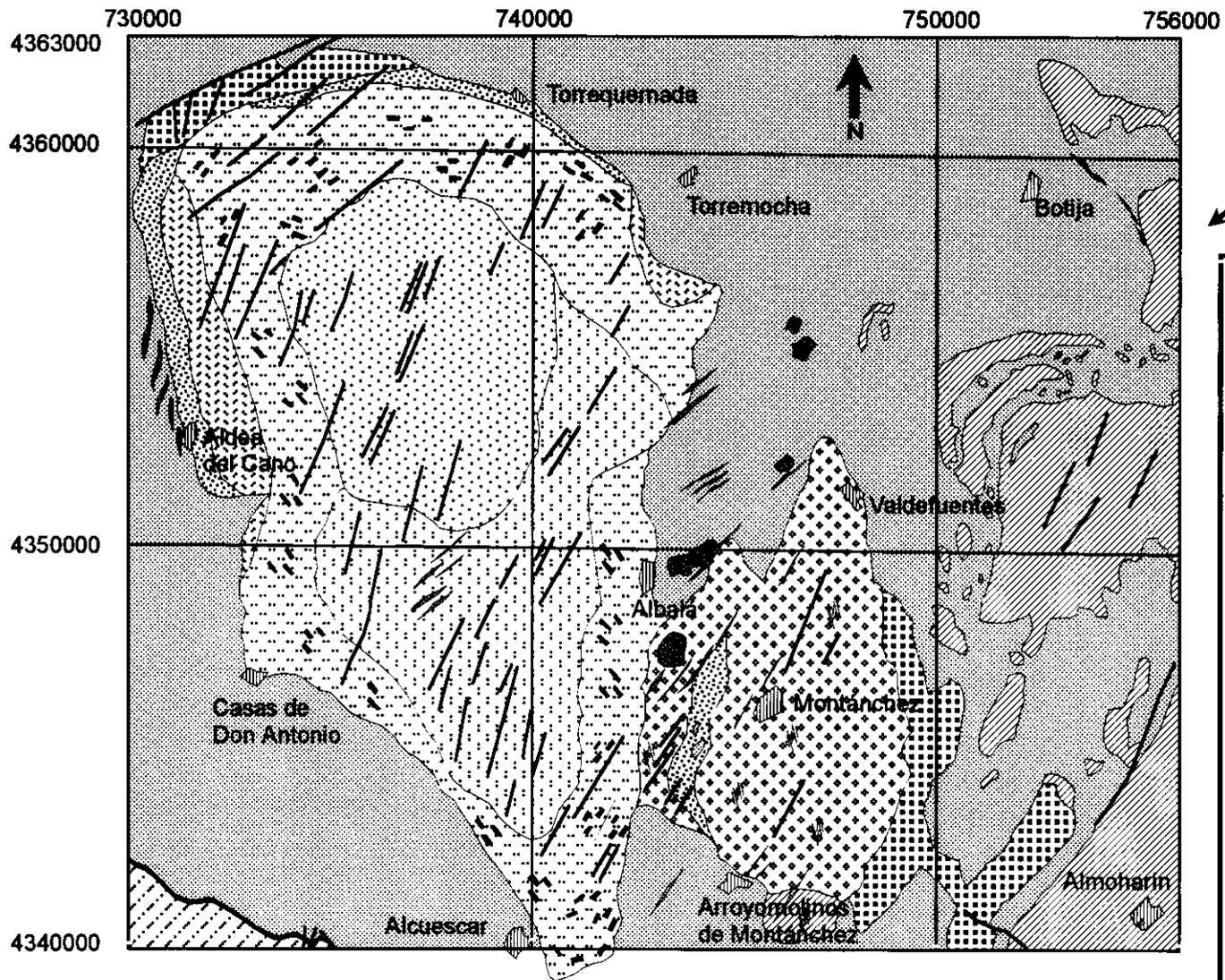


Figura 2.7.- Esquema geológico de los plutones de Albalá y Montánchez.
(Según Gumiel y Campos, 1993).

híbridos de origen profundo, y daría lugar a un granito superespecializado, lo que explicaría la abundancia de yacimientos e indicios minerales.

Gil Serrano et al.(1980) diferencian dos facies: a) un granito de dos micas rico en cuarzo de grano medio a grueso, con zonas con turmalina muy abundante y predominio de la moscovita sobre la biotita. Además en este granito se pueden diferenciar dos subfacies; leucogranitos moscovíticos y granitos o granitos adamellíticos. b) Un granito porfídico de dos micas que muestra ocasionalmente cristales de cordierita, existiendo un paso gradual de una facies a otra.

Castro (1984) diferencia cuatro facies en el granito de Alcuéscar (Albalá) que tienden a disponerse de una forma concéntrica como en el plutón de Trujillo:

- Granito de grano grueso con cordierita y megacristales de feldespato potásico, clasificado como un monzogranito cordierítico con megacristales feldespáticos.
- Granito de dos micas de grano grueso a muy grueso, localmente porfídico.
- Granito de dos micas de grano medio a grueso, que constituye la zona central.
- Granito de grano medio a fino, de dos micas, con cierto carácter aplítico y aflora en dos apuntamientos aislados en la zona central del plutón.

En el plutón de Montánchez diferencia las siguientes facies que pertenecen a dos magmas tipo, cuarzodiorítico (Magma tipo A) y de feldespato alcalino (Magma tipo B):

- Facies común que constituye la mayor parte del plutón. Es un granito de feldespato alcalino de grano grueso y fuertemente deformado. Las relaciones texturales coinciden con las observadas por otros autores en granitos deformados por cizallamiento dúctil (Bossière y Bauchez, 1978; Berthé et al., 1979).

- Facies que presenta idénticas características texturales y estructurales que la facies anterior pero con un marcado carácter pegmatítico y con presencia de turmalina en lugar de biotita.
- Facies de características petrográficas similares a las anteriores pero con una deformación menos marcada. Los límites entre facies son casi siempre graduales lo que dificulta su cartografía.
- Facies de carácter pegmatítico.
- Granito aplítico turmalinífero de grano medio, localizado en el borde oeste del plutón, el cual se encuentra poco o nada deformado.
- Unidad de afinidad cuarzodiorítica, formada por una banda granodiorítica cizallada, adosada al borde este del plutón de Montánchez, la cual presenta una intensa deformación por cizallamiento simple N-S sinistral.

Posteriormente Gumiel y Campos (1993) realizan una cartografía de detalle de los granitoides del área de Albalá y Montánchez, junto con estudios petrológicos y geoquímicos de caracterización de las diferentes unidades graníticas (véase Mapa 1). El estudio geoquímico de los autores contribuye al conocimiento de la evolución geoquímica de las rocas magmáticas y pone de manifiesto las relaciones existentes entre determinadas facies de leucogranitos y las mineralizaciones de Sn, W y apatito. Según estos autores y con una disposición zonal, los plutones de Albalá y Montánchez muestran la siguiente distribución de facies (Figura 2.7):

- Las facies centrales están ocupadas por monzogranitos biotíticos de grano medio a fino en el caso de Albalá, y granitos de dos micas a veces moscovíticos de grano medio en el caso de Montánchez, ambos granitoides calcoalcalinos de tendencia alcalina. Así mismo, se encuentran monzogranitos de dos micas ocupando la parte central y parcialmente los bordes en Albalá, y la facies del borde oriental del granito de Montánchez.
- En el plutón de Albalá se diferencia una facies de borde de granitos porfídicos biotíticos, con cantidades variables de granate y cordierita, en la que se reconocen varias orientaciones de flujo en los feldespatos.

- Los granitoides de afinidad cuarzodiorítica son granodioritas y tonalitas biotíticas que se presentan en pequeños cuerpos aislados, entre los stocks de Albalá y Montánchez.
- Los leucogranitos se presentan hacia los bordes de los cuerpos intrusivos (p. ej. al norte y al oeste de Albalá), o en forma de "láminas" y diques. La unidad principal de leucogranitos está situada entre ambos intrusivos. Estos leucogranitos suelen aparecer cerca de los "techos" de los plutones, en zonas cupuliformes, o en aureolas marginales, y llevan asociado un cortejo de diques de aplitas y pegmatitas que en el caso de Albalá y Montánchez tienen direcciones preferentes NE-SO (N40°-60°E). Generalmente, con estos diques se asocian las mineralizaciones (Sn, W, P y U) de la zona.

Una fuerte fábrica, definida por la orientación de planos S/C, (anteriormente reconocida por Castro, 1984) debida a los efectos de un cizallamiento dúctil hercínico de sentido sinistral con planos S(N20°E) y planos C(N170°E) (Gumiel y Campos, 1993), afecta a varias rocas del stock de Montánchez (Figura 2.7). Su importancia estructural y metalogénica se pone de manifiesto en el apartado 2.7 de este capítulo.

2.5.4.- Plutones de Alijares y Zarza de Montánchez.

El plutón de Alijares es uno de los más complejos de los que integran el Batolito de Extremadura Central (Figura 2.8). Está compuesto por una serie de bandas fuertemente deformadas de diferente composición, orientadas en dirección NE-SO, entre las que se pueden observar restos de rocas metamórficas.

Gil Serrano et al. (1980) diferencian las siguientes facies:

- Cuarzodioritas y granodioritas biotíticas.

- Zona de mezcla, que consiste en una alternancia irregular a lo largo de una zona de cizalla, de cuarzodioritas biotíticas, leucogranitos moscovíticos y diques de granito aplítico.
- Leucogranito moscovítico intensamente deformado.
- Granitos aplíticos de dos micas, que se presentan como rocas filonianas tardías relacionadas con la serie cuarzodiorítica.

En definitiva, el plutón de Alijares está constituido por "láminas" alternantes de rocas pertenecientes a los magmas tipo A) granitoides de afinidades cuarzodioríticas y B) granitoides de feldespato alcalino.

El plutón de Zarza de Montánchez (Figura 2.9) está compuesto en su totalidad por granitoides del grupo A, (magmas cuarzodioríticos – Castro, 1984) y se pueden diferenciar tres facies :

- Granodiorita biotítica con tendencia cuarzodiorítica que constituye la zona central y el anillo externo del plutón.
- Granodiorita biotítica de grano grueso con numerosos enclaves biotíticos que ocupa la parte oeste y suroeste del plutón.
- Una facies minoritaria cuarzodiorítica de grano medio con anfíbol y cordierita.

2.5.5.- Plutones de Santa Cruz y Zorita.

Entre los primeros trabajos que hacen referencia a estos granitos hay que destacar los de Roso de Luna y Hernández Pacheco (1957), quienes describieron el granito de la Sierra de Santa Cruz y Zorita como *un "granito microgranudo y porfiroide fuertemente orientado hacia el norte"*, pudiendo observarse en las zonas meridionales de la Sierra, *"como un conjunto de bandas orientadas entre las que afloran bandas de pizarras muy metamorfizadas"*. Así mismo, diferenciaron el granito de Abertura (al sur), de grano grueso y gran uniformidad, y el granito del borde oriental o de Cabeza Parrales (refiriéndose a la zona más próxima a la localidad de Zorita), *"de carácter granudo pero no tan uniforme como el anterior, pues existen hacia los bordes tipos microgranudos"*.

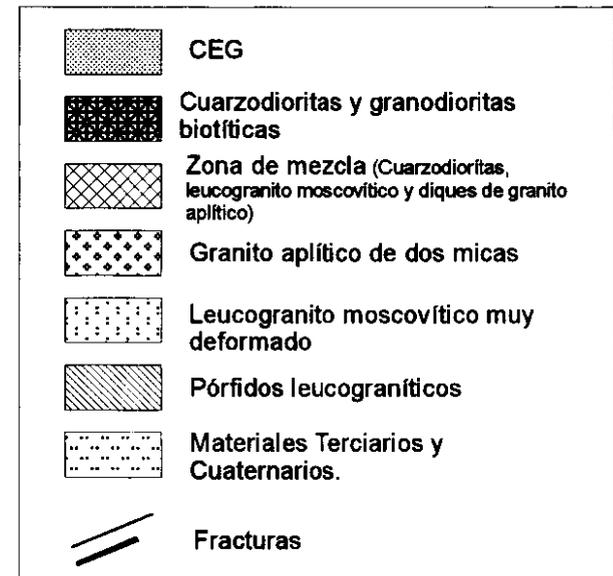
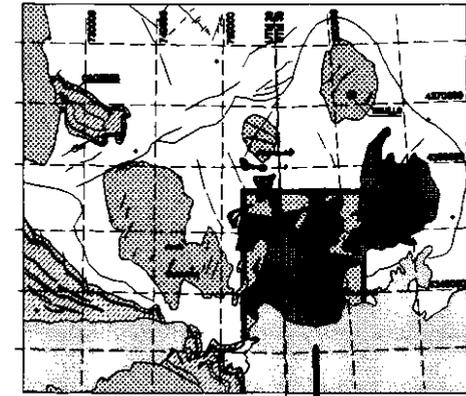
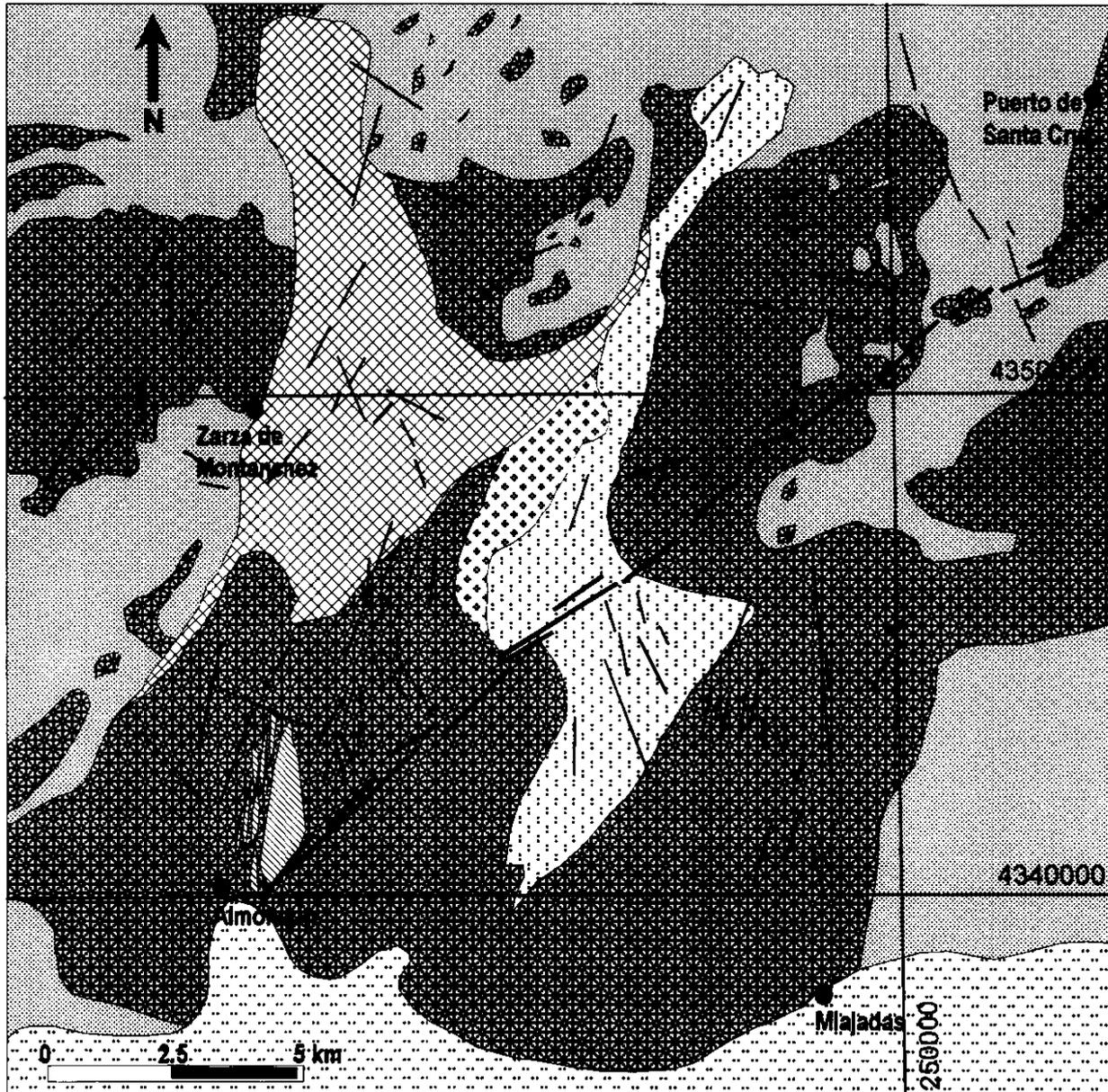
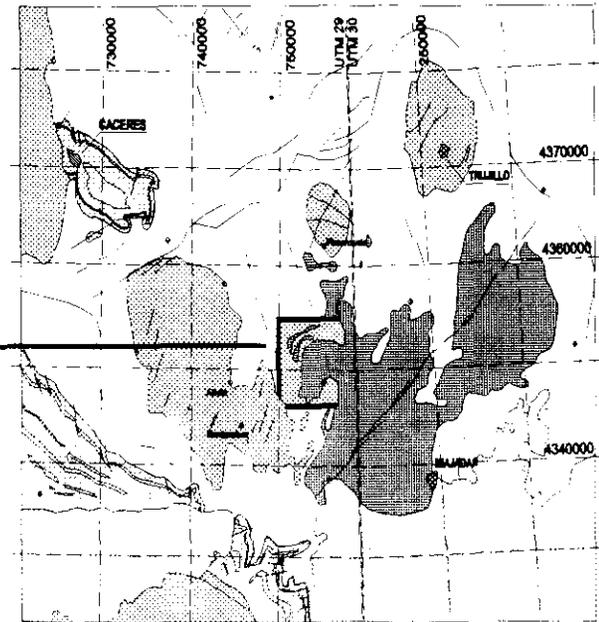
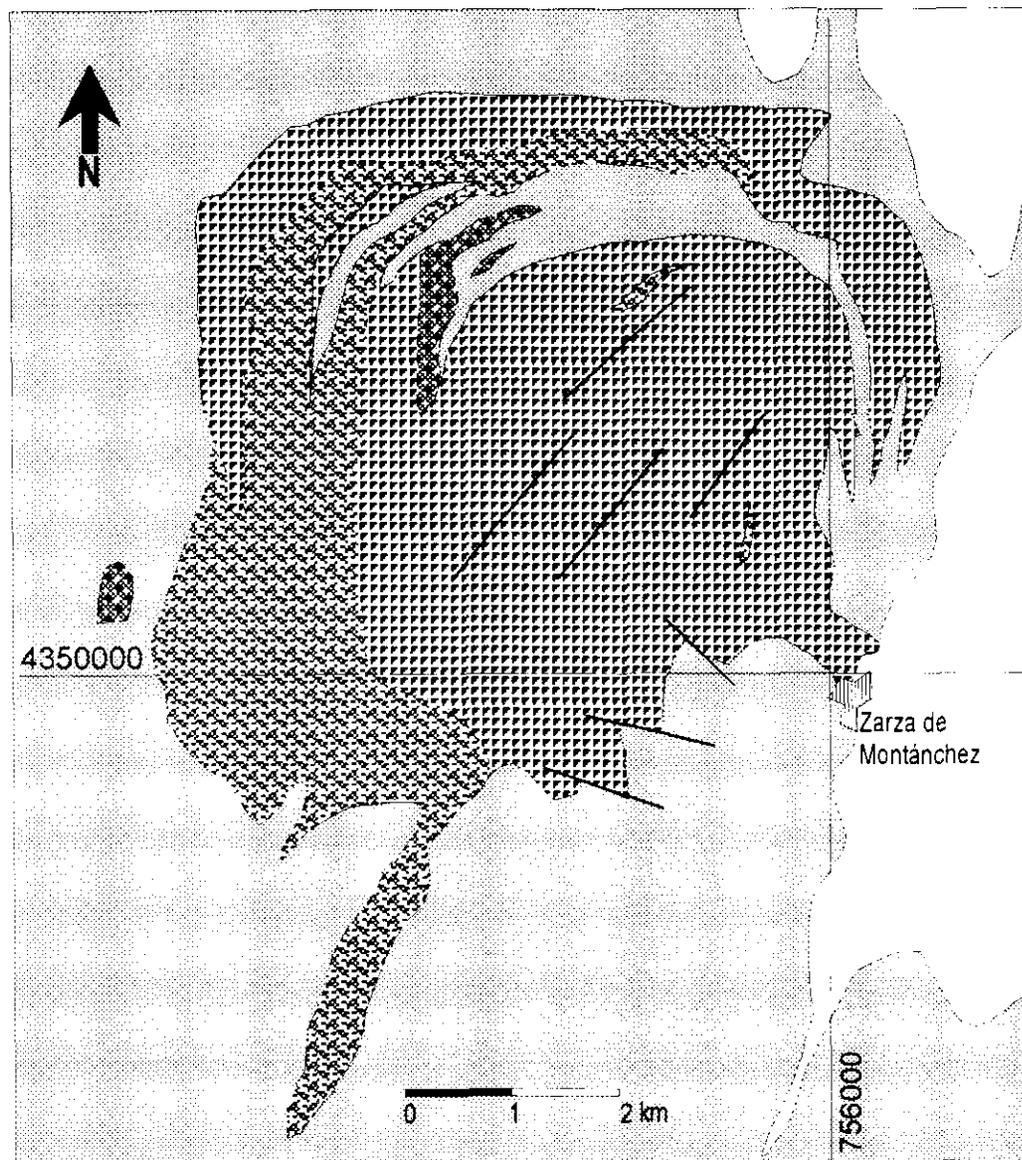
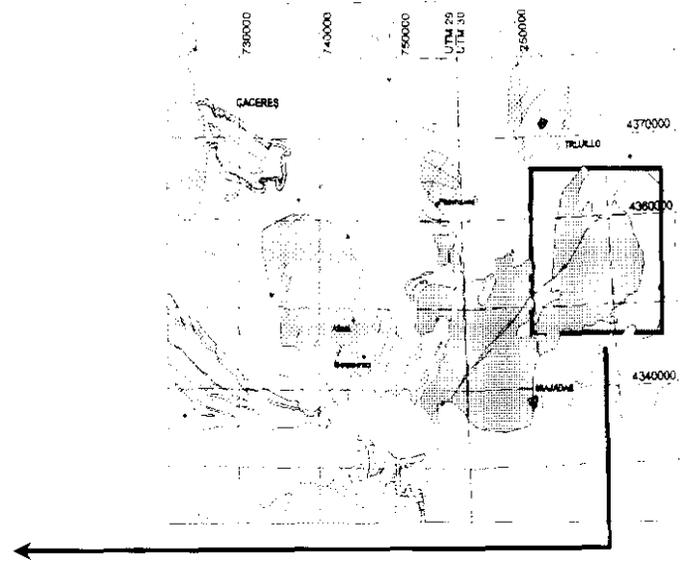
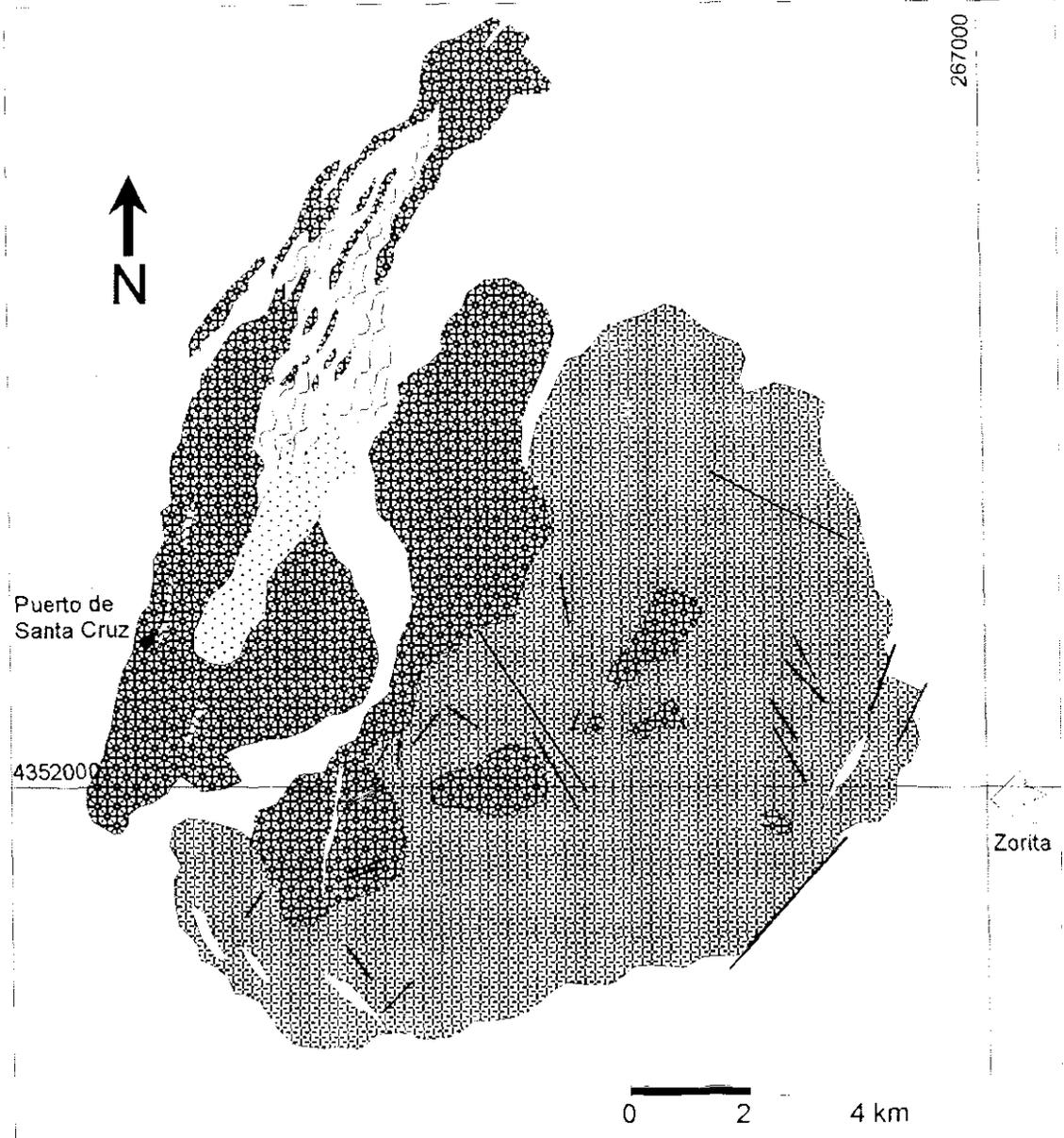


Figura 2.8.- Esquema geológico del plutón de Aijares. (Modificado de Gil Serrano et al., 1980 y Castro, 1984)



-  CEG
-  Granodioritas biotíticas (Cuarzodioritas).
-  Granodiorita biotítica de grano grueso.
-  Cuarzodiorita biotítica de grano medio.
-  Plutón de Alijares (Figura 2.8).
-  Fracturas

Figura 2.9.- Esquema geológico del plutón de Zarza de Montánchez (Según Castro, 1984).



- CEG
- ▨ Cuarzodiorita y granodiorita biotítica
- ▩ Granodiorita biotítica de grano grueso
- ▧ Granito aplítico de grano medio a fino
- ▤ Diques de cuarzo
- ▥ Pórfidos
- ▦ Migmatitas
- ▨ Fracturas.

Figura 2.10.- Esquema geológico de los plutones de Santa Cruz y Zorita (Tomado y modificado de Castro, 1984).

Castro (1984) separó diferentes unidades en el plutón de Santa Cruz, cuyas facies principales pertenecen a los granitoides del grupo A), es decir, afines a magmas cuarzodioríticos. Se trata fundamentalmente de cuarzodioritas biotíticas con abundantes enclaves. Además, se encuentra un granito aplítico de grano medio a fino que ocupa la cumbre de la Sierra de Santa Cruz (Figura 2.10).

Trabajos más recientes (Matas et al., in litt.) han puesto de manifiesto que los plutones de Zorita y Santa Cruz forman parte del complejo plutónico de "Zarza - Ruanes - Santa Cruz - Zorita", con una extensión global aproximada de 460 km². En particular, en el plutón de Zorita se han diferenciado tres facies principales cogenéticas en disposición centrípeta; la facies externa, de composición granodiorítica, muestra un contacto gradual con la facies interna de composición monzogranítica, la cual, también de forma gradual pasa hacia una zona interna de rocas migmatíticas que se disponen con una orientación aproximada N-S. En un último estadio de evolución del plutón se produce la intrusión del granito de Santa Cruz, favorecido por la presencia de una zona de debilidad, probablemente condicionada por fracturas.

Desde un punto de vista petrográfico las tres facies presentan las siguientes características (véase Mapa 1):

- Facies externa, que se dispone como una aureola externa del plutón, está constituida por granodioritas de grano medio a grueso, con tendencia porfídica. Cuarzo, plagioclasa y biotita son los minerales principales, y de carácter accesorio se encuentran cordierita, feldespato potásico y opacos.
- Facies intermedia, que se presenta en contacto gradual con la anterior. Se trata de monzogranitos de grano medio a fino con abundantes nódulos y restitas que la diferencian de la anterior. Como minerales principales se observan cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los accesorios son apatito, cordierita, circón, rutilo y opacos. Como minerales secundarios en ambas facies se encuentran agregados sericítico-micáceos, clorita, zoisita, epidota y pinnita.

- Facies interna, en el núcleo del plutón se ha diferenciado una lámina de migmatitas de orientación próxima a N-S o NNO-SSE, que aunque se ha cartografiado como una unidad litológica, en realidad es un conjunto metatexitico heterogéneo con términos graníticos. Se trata de migmatitas tipo "schlieren" (Matas et al., in litt.). Hacia el interior de la banda se observan lechos leucocráticos y melanocráticos con diferenciados graníticos y zonas con pliegues ptigmáticos.

Por otra parte, el granito de Santa Cruz es un cuerpo de morfología subcircular que intruye en una fase más tardía, favorecido por la existencia de fallas que dan lugar a una zona de debilidad. Es un granito de dos micas de grano medio a fino, con cuarzo, feldespato potásico, moscovita, biotita y en menor proporción turmalina y sillimanita (fibrolita). Relacionados con este granito hay un cortejo de diques pegmatíticos.

2.5.6.- Batolito de Cabeza de Araya.

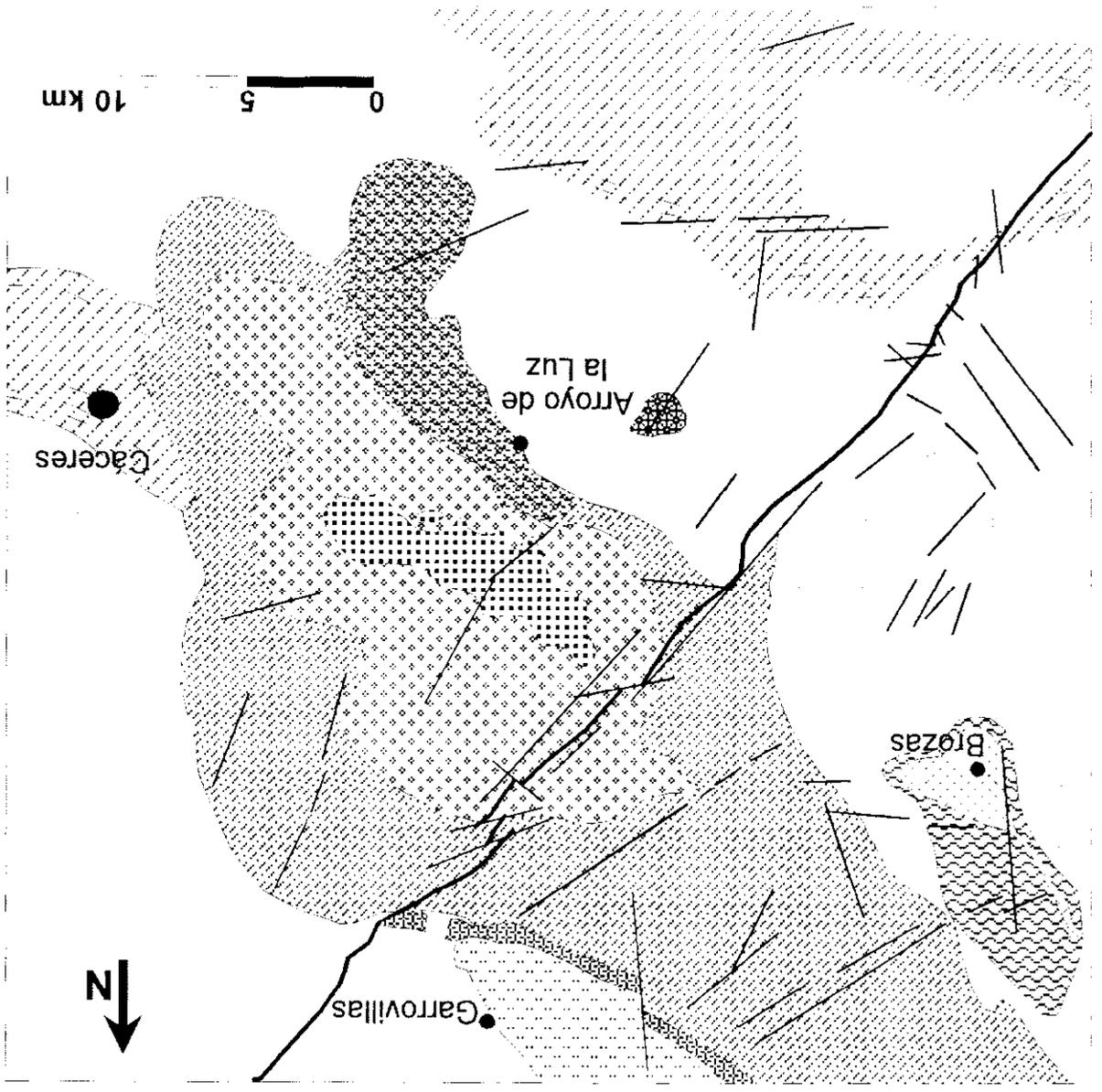
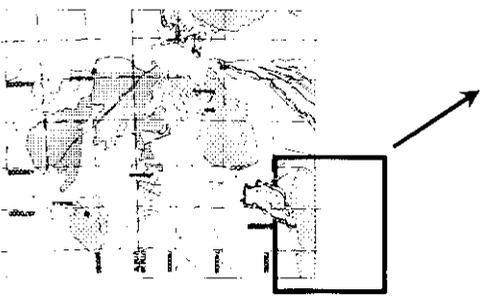
El extremo suroriental del batolito de Cabeza de Araya se sitúa en la esquina noroccidental de la zona de trabajo (Mapa 1).

Corretgé (1971) consideró Cabeza de Araya como un batolito zonado en el que existe una superposición de masas graníticas correspondientes a varios episodios de intrusión, a veces muy separados en el tiempo. Diferencia siete facies (Figura 2.11), de las cuales tres son representantes genuinas del batolito:

- Granitos de grano grueso no porfídicos de tendencia alcalina.
- Granitos y granodioritas con megacrístales de feldespato.
- Granitos aplíticos de tendencia alcalina.

Figura 2.11 - Esquema geológico del batolito de Cabeza de Araya. (Segun Correige, 1971).

- Granto de grano grueso y leucogranitos
- Granto biotítico moscovítico con megacrystalas feldspáticos
- Granto alcalino
- Microgranito granatífero-cordierítico
- Granodioritas y cuarzodioritas de Arroyo de la Luz
- Granto de moscovita +/- biotita de Casa Clemente (Arroyo de la Luz)
- Granitos cataclásticos biotítico-moscovíticos de Brozas
- Otoneises moscovíticos-cloríticos de Brozas
- Otoneises biotítico moscovíticos (Garrovillas)
- Materiales Paleozoicos
- CEG
- Fracturas
- Falla Alentejo-Plasencia



Cabeza de Araya es, según Ugidos y Bea (1976), un batolito de carácter mixto que consiste en una mezcla de componentes de magma calcoalcalino y de productos palingenéticos mesocorticales.

2.5.7.- Granitos del área de Mérida: plutones de Sierra Bermeja y Aljucén.

El complejo plutónico que incluye la masa diorítica de Aljucén está situado en el margen meridional del área de estudio (Mapa 1), al NE y SO de la Sierra del Moro. Según Gonzalo (1987) los granitos de este área se pueden dividir en dos grupos: los granitos precoces afectados por las fases de deformación F2 y F3 y los granitos tardíos cuya intrusión es post-F3. A este último grupo pertenece el plutón de Sierra Bermeja. Este plutón (Figura 2.12), forma un cuerpo alargado de dirección NO-SE que ocupa el núcleo de una antiforma F1; es un granito tardicinemático de intrusión "permitida" (Gonzalo, 1987) controlada por fallas y fracturas distensivas y pertenece a los granitos tardíos del grupo de los granitoides de feldespato alcalino. Son rocas de tipo S, cuyo origen es por anatexia basi o mesocrustal. Se diferencian en el plutón de Sierra Bermeja dos facies: un granito de dos micas con cordierita, que ocupa la parte central del plutón, y un granito biotítico porfídico que ocupa las zonas marginales del mismo.

Por otra parte el plutón de Aljucén con la misma disposición NO-SE, está compuesto por dioritas y cuarzodioritas anfibólicas afectadas por un cizallamiento dúctil hercínico.

2.5.8.- Apófisis graníticas: El Trasquilón y granito de Cáceres.

El granito de El Trasquilón está situado a 12 kilómetros de la ciudad de Cáceres. Se trata de la parte apical de un asomo granítico (ambiente apogranito) que atraviesa los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico. Tiene una forma elipsoidal, cuyo eje mayor de dirección E-O

llega a tener 1100 m y el eje menor de dirección N-S es de aproximadamente 750 m (Figura 2.13).

Las facies graníticas que constituyen esta cúpula son (Gonzalez Aguado y Gumiel, 1984):

- Granito moscovítico, a veces porfídico, con albitización incipiente, desarrollo local de anillos de Liesegang y estructuras bandeadas de origen hidrotermal (Saavedra y Arribas, 1974).
- Leucogranito moscovítico de grano medio, con mayor desarrollo de albitización y con turmalina diseminada. Esta facies presenta zonas con mayor grado de greisenización y caolinización, que generalmente está asociado a áreas con mayor densidad de fracturación. Esta facies es la más interesante desde el punto de vista metalogénico, ya que con ella se asocian las mineralizaciones de Sn-Nb-Ta (ver apartado 2.8). Petrográficamente, está constituida por moscovita y plagioclasa (albita), junto con cuarzo que rellena espacios intregranulares. El feldespató potásico es escaso y como accesorios se encuentran turmalina, hematites, dumortierita, apatito, epidota y en menor proporción clorita, circón y rutilo.

Asociado a esta cúpula granítica se encuentra un conjunto de diques pegmatíticos, de morfología tabular, en el que se pueden distinguir dos tipos; unas pegmatitas estanníferas y con amblygonita (ver apartado 2.8), que es su principal interés como mena de Li (Gallego, 1992), y otras graníticas, con cuarzo, microclina y moscovita como minerales principales, que se diferencian de las anteriores por la total ausencia de casiterita y amblygonita.

Desde el punto de vista geoquímico, se corrobora el carácter de "especialización metalogénica" de los leucogranitos de esta cúpula, puesto de manifiesto por los contenidos anómalos de Rb, Li, Sn, Nb y Ta en los mismos, y el empobrecimiento en Ba, Sr y Zr (Gumiel y Campos, 1998).

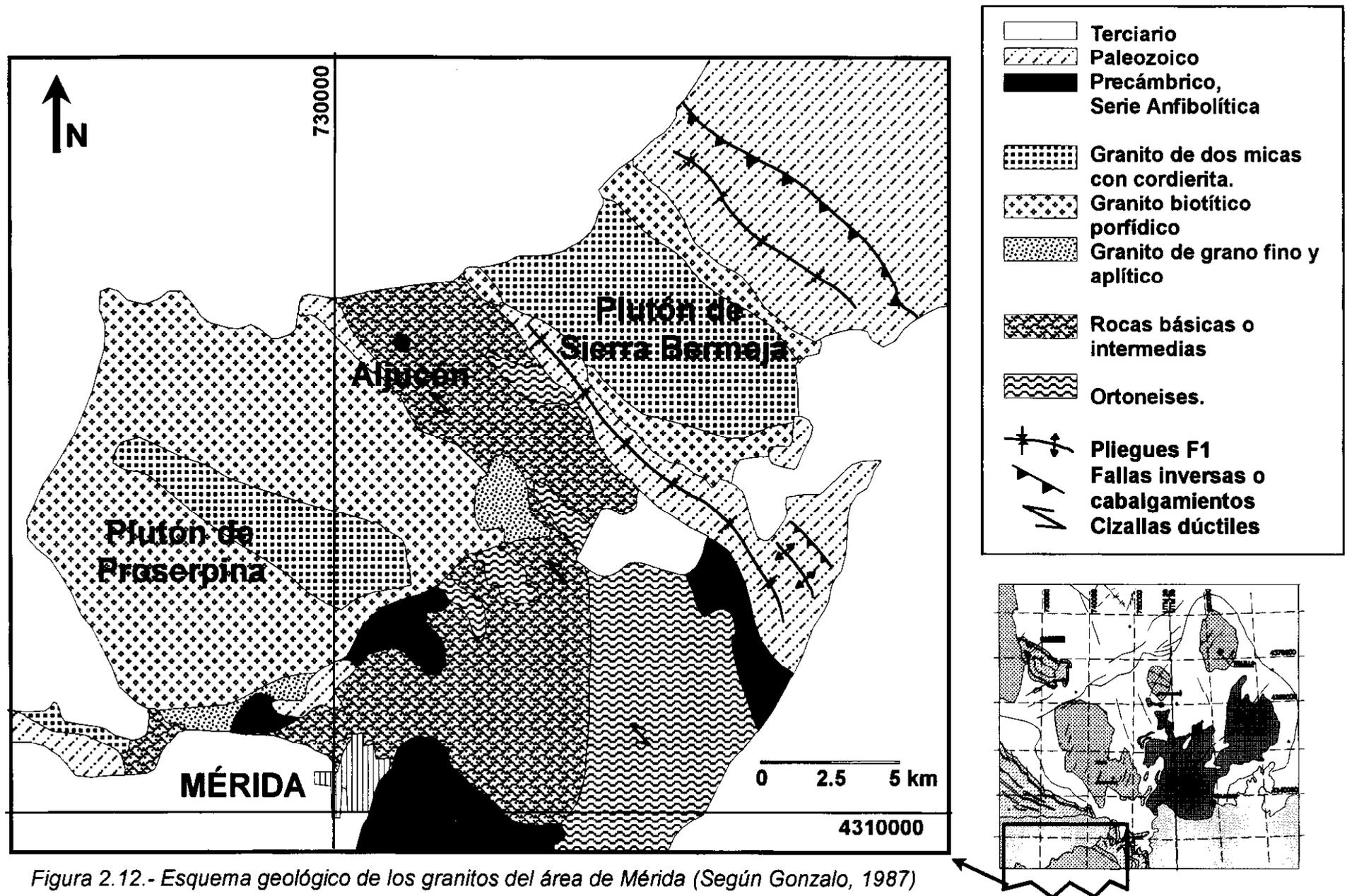


Figura 2.12.- Esquema geológico de los granitos del área de Mérida (Según Gonzalo, 1987)

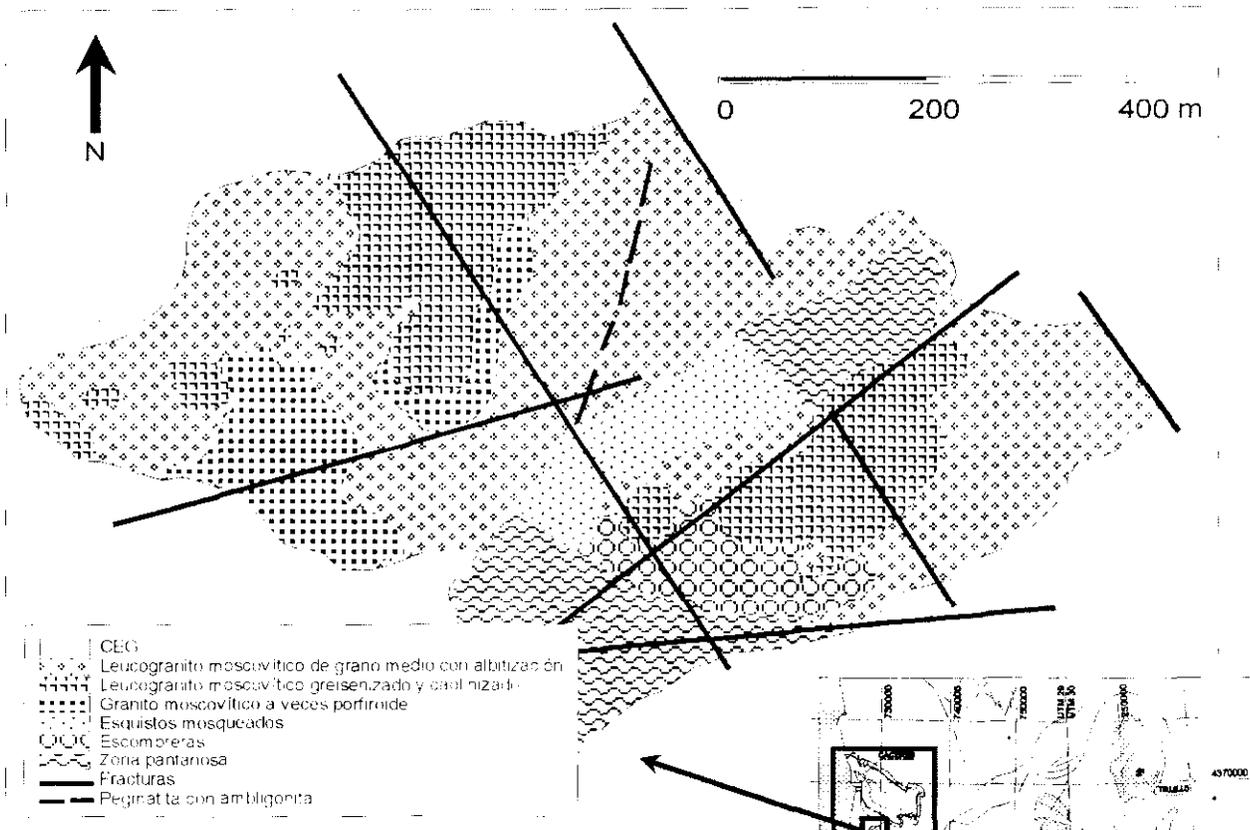
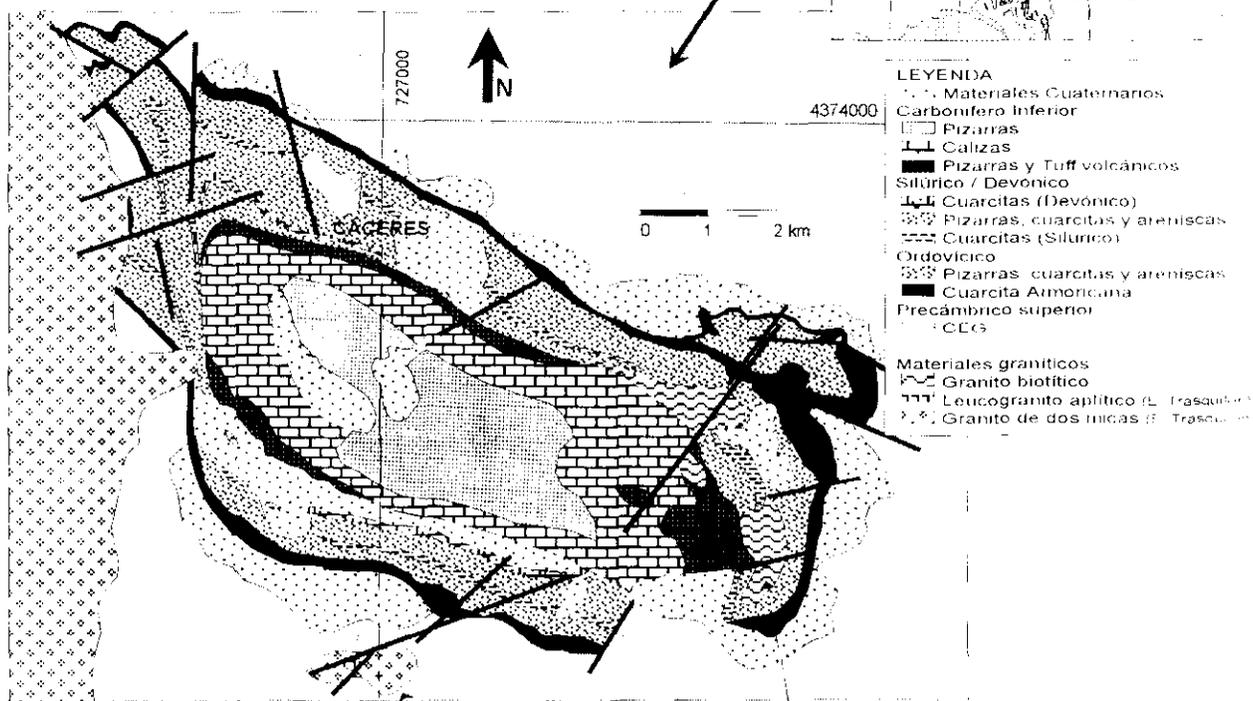


Figura 2.13.- Esquema geológico de la cúpula granítica de El Trasquilón. (Según Gonzalez Aguado y Gumiel, 1984).



Cúpula granítica de El Trasquilón

Granitos del sinclinal de Cáceres

Figura 2.14.- Posición de la cúpula granítica de El Trasquilón y granitos del sinclinal de Cáceres.

Un análisis sobre el control estructural del emplazamiento de la cúpula y sus implicaciones metalogénicas puede verse en Gonzalez Aguado y Gumiel (1984).

Finalmente, los granitos que se encuentran en el sinclinal de Cáceres (véase Mapa 1), afloran en la terminación oriental del sinclinal. Se trata de granitos biotítico-cloríticos y monzogranitos biotítico-cloríticos de grano medio, y su característica principal es que muestran una cloritización generalizada. Hay que señalar que el granito presenta en general una fábrica isótropa y sus contactos cortan claramente a la S_1 del sinclinal.

2.5.9.- Síntesis petrológica de los granitoides del área de estudio.

Las facies petrológicas de los granitoides que se han diferenciado en la cartografía del área de estudio (Mapa 1) son las que a continuación se exponen (Tabla 2.1), cubren un amplio espectro, comprendiendo desde términos más básicos, de afinidad diorítica o cuarzodiorítica, hasta más ácidos de afinidad leucogranítica.

Un rasgo común a señalar es que la mayoría de los plutones presenta una disposición zonal de facies, que puede ser con términos más ácidos hacia afuera o al contrario.

I. Granitoides de afinidad diorítica o cuarzdiorítica.	
Granodioritas biotíticas (16).	S de C.Araya, S de Montánchez, Zarza, Ruanes, Alijares, Santa Cruz y Zorita.
Tonalitas biotíticas con apatito (17).	E de Albalá - O de Montánchez.
Dioritas y cuarzdioritas anfibólicas (18).	Granitos del área de Mérida.
II. Granitoides calcoalcalinos, de tendencia aluminica.	
Granitos de dos micas (10).	C.Araya, Montánchez, Plasenzuela, Trujillo y Santa Cruz.
Granitos biotíticos porfídicos (11).	C.Araya, Albalá, Plasenzuela, Trujillo y área de Mérida.
Monzogranitos biotíticos (12).	C.Araya, Albalá, Alijares.
Monzogranitos de dos micas (13).	Albalá, E de Montánchez, NO de Alijares, Santa Cruz, Zorita y área de Mérida.
Granitos moscovíticos (15).	Albalá y Plasenzuela.
III. Leucogranitos.	
Leucogranitos de dos micas (8).	Granitos del área de Mérida.
Leucogranitos moscovíticos (9).	Albalá, Montánchez, Plasenzuela, Alijares y Trujillo.

Tabla 2.1.- Tipos de granitoides en el área de estudio
(Los números corresponden a los que tienen dichas rocas en el Mapa 1)

2.5.9.1.- Granitoides de afinidad diorítica o cuarzdiorítica.

Los granitoides de afinidad diorítica o cuarzdiorítica que se encuentran en la zona son los siguientes:

Granodioritas biotíticas (16): se presentan como facies mayoritarias en el complejo plutónico de "Zarza - Ruanes - Santa Cruz - Zorita", en posición zonal externa, y composicionalmente hay convergencia con los monzogranitos, siendo a veces muy difícil su diferenciación en campo. Son rocas de grano medio a fino, y en ocasiones muestran gran abundancia de xenolitos (Foto 1) y restitas, como es el caso del plutón de Zorita. Las granodioritas biotíticas tienen menor desarrollo en los plutones de Albalá y Montánchez, y se encuentran al sur del batolito de Cabeza de Araya. Petrográficamente, están constituídas por cuarzo, plagioclasa,

feldespato potásico en menor cantidad, biotita abundante, y hornblenda accesoria.

Tonalitas biotíticas (17): se presentan como cuerpos aislados entre los plutones de Albalá y Montánchez. Son rocas de grano medio a grueso y están constituidas por cuarzo, plagioclasa sódica, biotita que a veces se presenta en agregados o “glomérulos” muy característicos (Foto 2), y como minerales accesorios turmalina y apatito.

Dioritas y cuarzodioritas anfibólicas (Appinita –18-): se restringen a la masa de Aljucén en el complejo plutónico de Sierra Bermeja (Mérida) al sur del área de estudio. Son rocas melanocráticas de grano medio a grueso, con plagioclasa sódica, hornblenda abundante y biotita (Foto 3). Estas rocas están afectadas por cizallamiento dúctil hercínico, de orientación dominante NO-SE y sentido sinistral.

2.5.9.2.- Granitoides calcoalcalinos de tendencia alumínica.

Los granitoides calcoalcalinos de tendencia alumínica que mayoritariamente se encuentran en la zona son los siguientes ;

Granitos de dos micas (10): son muy frecuentes y constituyen las facies centrales de los batolitos de Cabeza de Araya, Montánchez, Plasenzuela, Trujillo y el pequeño stock del Puerto de Santa Cruz en el plutón de Santa Cruz - Zorita. Son rocas de grano medio, con cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y cantidades variables de biotita, moscovita y turmalina.

Granitos biotíticos porfídicos (11): forman la zona externa de varios plutones, completando así su disposición zonal. Por ejemplo, en Cabeza de Araya, Albalá, Trujillo y Sierra Bermeja en el complejo plutónico de las proximidades de Mérida. Por el contrario, constituyen la facies interna del stock de Plasenzuela. Se trata de rocas de grano grueso, con megacristales de feldespato potásico de tamaño centimétrico (Foto 4), cuarzo y biotita muy predominante. Como minerales accesorios presentan

cantidades variables de granate y cordierita generalmente alterada a pinnita.

Monzogranitos biotíticos (12): son rocas de grano medio a fino, que suelen formar los núcleos interiores de muchos plutones, por ejemplo en Cabeza de Araya, Albalá y en el complejo plutónico de Zarza-Ruanes. Volumétricamente son menos importantes que otras facies monzograníticas, aunque constituyen el cuerpo principal de los granitos del sinclinal de Cáceres. Presentan cuarzo abundante y similares proporciones de plagioclasa y feldespato potásico. La biotita es predominante, aunque ocasionalmente es más abundante la clorita derivada de su alteración, como en el granito que se encuentra en el sinclinal de Cáceres.

Monzogranitos de dos micas (13): son rocas de grano medio a grueso, con cuarzo, cantidades semejantes de feldespato alcalino y plagioclasa, biotita, moscovita y cordierita generalmente alterada a pinnita. Representan una facies bastante generalizada en el área de estudio, y son especialmente significativos en el plutón de Albalá, en el sector oriental del stock de Montánchez y dominantes en el plutón de Sierra Bermeja. Igualmente, constituyen la facies interna mayoritaria del complejo plutónico de "Zarza - Ruanes - Santa Cruz - Zorita", y es frecuente que de forma gradacional presenten abundantes restitas (14) y que haya una convergencia composicional con las granodioritas.

Granitos moscovíticos (15): de grano medio, con cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, moscovita predominante y biotita accesorio. Parte de la moscovita puede ser debida a procesos de moscovitización de las biotitas, que a su vez pueden estar asociadas a cloritas. Suelen presentar frecuentemente turmalina como mineral accesorio dominante. Estos granitos están restringidos a las facies centrales del stock de Plasenzuela y a las marginales en el batolito de Albalá.

2.5.9.3.- Leucogranitos.

Dentro de los leucogranitos se pueden diferenciar dos grupos;

Leucogranitos de dos micas (8): son rocas de grano fino con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, y cantidades semejantes de moscovita y biotita (Foto 5), con turmalina como principal mineral accesorio. Su presencia se restringe al borde sur de las dioritas y cuarzodioritas anfibólicas de Aljucén, en las proximidades de Mérida.

Leucogranitos moscovíticos (9): son rocas esencialmente de grano fino, constituídas mayoritariamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y turmalina que es el principal mineral accesorio (Foto 6). La biotita está ausente y los procesos de alteración (moscovitización, albitización y potasificación) son frecuentes. Se considera que pertenecen al grupo de granitos "metalógicamente especializados", de gran interés por las mineralizaciones de Sn, W, U y P que llevan asociadas (véase apartado 2.8). Se encuentran en facies cupuliformes (cúpula de El Trasmilón, en las proximidades de Cáceres), y en zonas restringidas marginales en el batolito de Albalá y entre éste y el stock de Montánchez (véase Mapa 1). Forman una aureola externa en el plutón de Plasenzuela, y constituyen el núcleo central en el complejo de Alijares y en el plutón de Trujillo.

Estos granitos que son típicos de facies de "techo" de batolitos (ambiente apogranítico), muestran una convergencia composicional con el cortejo de diques aplíticos o aplopegmatíticos acompañantes de dichos sistemas y que también son de gran interés metalogénico (véase apartado 2.8).

2.5.9.4.- Otras rocas: granitoides pre-F3 de deformación y migmatitas.

Ortoneises ácidos e intermedios (6): son rocas de naturaleza ortoderivada, deformadas y de aspecto neísico que afloran de forma restringida al norte del complejo diorítico de Aljucén. Composicionalmente son leucotonalitas y granodioritas, con facies de bordes más cuarzodioríticas. En general, pueden considerarse como granitoides de feldespato calcoalcalino. La deformación es debida a la 3ª fase hercínica (véase capítulo 2.7) y se traduce en cizallamientos dúctiles, de

orientaciones preferentes NO-SE y ONO-ESE (N110°E) y con movimientos de sentido predominantemente sinistral. Estas rocas deformadas pueden considerarse como protomilonitas llegando incluso a milonitas.

Migmatitas (7): son rocas metatexíticas que se encuentran restringidas a una banda de deformación dúctil de orientación NNO-SSE en el plutón de Santa Cruz - Zorita. Son migmatitas tipo "schlieren", con lechos leucocráticos y melanocráticos, con diferenciados graníticos y zonas con pliegues ptigmáticos. Aunque composicionalmente pueden considerarse monzogranitos, la diferencia es textural. Como minerales principales se encuentran cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita. Como accesorios más importantes se observan apatito y cordierita transformada a pinnita.

2.5.9.5.- Rocas ígneas tardihercínicas (postcinemáticas).

Diques aplíticos y pegmatíticos (4). En general se trata de leucogranitos moscovíticos de grano fino (aplitas) o grueso (pegmatitas), constituídos mayoritariamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y turmalina que es el principal mineral accesorio. La biotita está ausente y los procesos de alteración (moscovitización, albitización y potasificación) son frecuentes. Su interés metalogénico se pone claramente de manifiesto por su relación con un determinado grupo de mineralizaciones (Sn, W, U, P, véase apartado 2.8 de este capítulo).

Los haces de diques tienen una orientación dominante NE-SO, con buzamientos subverticales y horizontales y son especialmente abundantes en las proximidades de los indicios filonianos (véase Mapa 1). Pueden ser intra o extrabatolíticos. En particular son frecuentes en la cúpula de El Trasquilón, en los monzogranitos de la facies central del batolito de Albalá, en las proximidades de los leucogranitos del stock de Montánchez, en el plutón de Trujillo, en el complejo diorítico de Aljucén y finalmente, destacan por su abundancia los peribatolíticos del stock de

Plasenzuela. En situación extrabatolítica hay numerosos diques al norte de Albalá y en el sinclinal de Cáceres en las proximidades del indicio de Valdeflorez (ver apartado 2.8).

Pórfidos graníticos (3). Son rocas con abundantes fenocristales de cuarzo y plagioclasa, en una matriz afanítica con cuarzo, feldespato potásico y micas. La mayoría de estos diques muestran alteraciones potásicas y cuarzo-sericíticas, y a veces se suele encontrar turmalina y fluorita accesorias.

En concreto los pórfidos cuarzo-monzoníticos, están formados por fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en una matriz afanítica con clorita, biotita y óxidos de hierro. Estos pórfidos suelen presentar alteración argilítica (sericítica) y turmalina de carácter accesorio.

Son especialmente abundantes los pórfidos graníticos peribatolíticos en el borde occidental del batolito de Albalá (véase Mapa 1), en donde su disposición sigmoidal en relevo (en échelon) señala una cizalla frágil de orientación NO-SE y movimiento con sentido dextrógiro.

La zona con mayor abundancia en diques de pórfidos graníticos y cuarzomonzoníticos es al NE de Almoharín, atravesando granodioritas biotíticas y con una disposición geométrica congruente con una cizalla frágil de orientación NE-SO a ENE-OSO y movimiento sinistral. Hay otras dos zonas con abundantes diques de pórfidos graníticos que tienen gran interés estructural y metalogénico que son las siguientes: al SO de Valdemorales en el indicio nº 49 (Mapa 1), atravesando monzogranitos de dos micas, y donde se pueden obtener numerosos criterios cinemáticos (ver apartado 2.7), y en el indicio de El Sextil, (nº 52) al sur de Almoharín, de gran interés metalogénico (véase apartado 2.8).

Finalmente, hay que mencionar el dique de pórfidos graníticos situado al norte de Santa Marta de Magasca. Se trata de un dique ramificado, tipo "sill" en su rama occidental, y transversal en su rama oriental (corta a S_0 y S_1). Tiene una longitud aproximada de unos 15 km y potencias que oscilan entre 10 m y 350 m. El dique muestra un bandeado de flujo con

lechos leucocráticos y otros melanocráticos, así como facies de grano fino en los bordes. Su trazado, longitud, potencia y geometría inducen a pensar que su emplazamiento se produjo en una zona de dilatación, a favor probablemente de antiguos planos S/C, que son orientaciones de debilidad, dentro de la prolongación norte de la cizalla sinistral de **Magasca-Montánchez de orientación principal NO-SE**. La reactivación con movimiento dextrógiro de esta estructura, es congruente con la orientación del dique, principalmente su rama oriental, que además es la que ha sufrido mayor extensión (véase apartado 2.7).

Diques de cuarzo (1). Son muy abundantes en el área de estudio y su distribución es irregular y generalmente en grupos. Son relativamente frecuentes en situación peribatolítica en las proximidades de diques aplopegmatíticos, por ejemplo en el stock de Plasenzuela, Trujillo, Albalá y Montánchez. En situación extrabatolítica en las proximidades de Ruanes, Zorita y al NE de Aldeacentenera. Generalmente son estériles, de potencias métricas y considerable longitud, de aspecto lechoso o con un ligero tinte azulado, y se suelen presentar aislados o también en grupos individualizados intragraníticos. Pero los sistemas de venas y diques de cuarzo más importantes en la zona son los mineralizados en diversas sustancias, que son o han sido objeto de explotaciones mineras y se tratan en detalle en el apartado 2.8 de este capítulo.

Diques de diabasas (5). Los haces de diques básicos de orientación NE-SO a ENE-OSO son frecuentes, tanto en el área de estudio, como en muchas zonas de Extremadura. Están constituídos principalmente por diabasas y en su mayoría pertenecen al conjunto de diques que afloran siguiendo el trazado de la falla del Alentejo-Plasencia. En la zona hay diques de diabasas irregularmente distribuidos y de carácter muy local, destacan los del N y NE de Madrigalejo en el CEG y con orientaciones NE-SO, así como los situados al este de Arroyomolinos, de la misma orientación, y los del batolito de Zorita con una orientación NO-SE, probablemente conjugada de la anterior.

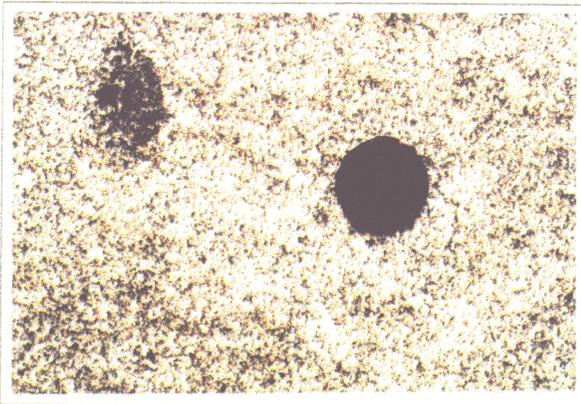


Foto 1.- Granodiorita biotítica con xenolitos.
Plutón de Zarza de Montánchez.
Orientación de la foto N-S.

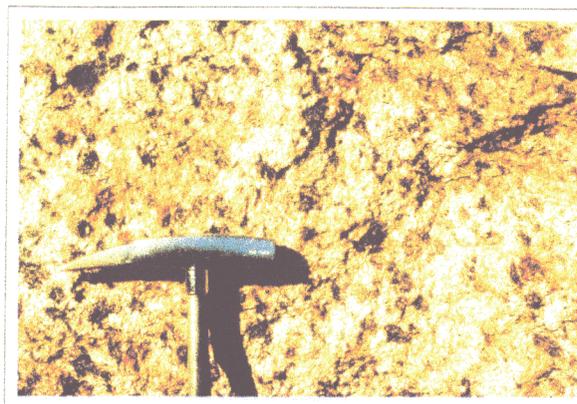


Foto 2.- Tonalita biotítica. La biotita se presenta en agregados.
Plutón de Montánchez,
Orientación de la foto N-S.

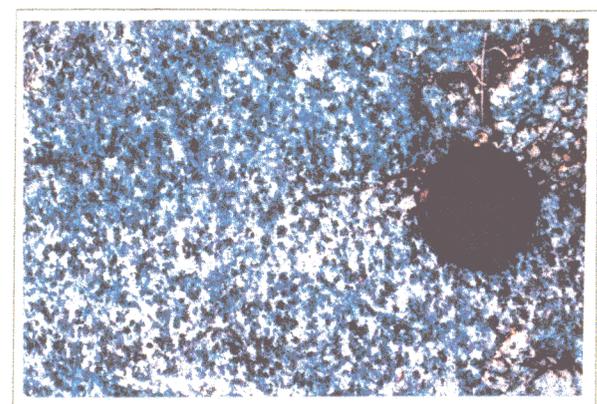


Foto 3.- Diorita anfibólica de grano medio, con plagioclasa sódica, hornblenda y biotita. Appinita de Aljucén del complejo plutónico de Sierra Bermeja (Mérida).
Orientación de la foto S-N.

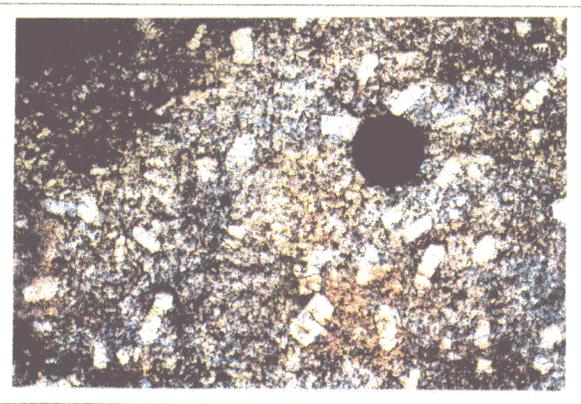


Foto 4.- Granito biotítico porfídico de la facies externa del complejo plutónico de Sierra Bermeja (Mérida). El tamaño de los cristales de feldespato potásico es centimétrico.
Orientación de la foto N-S.

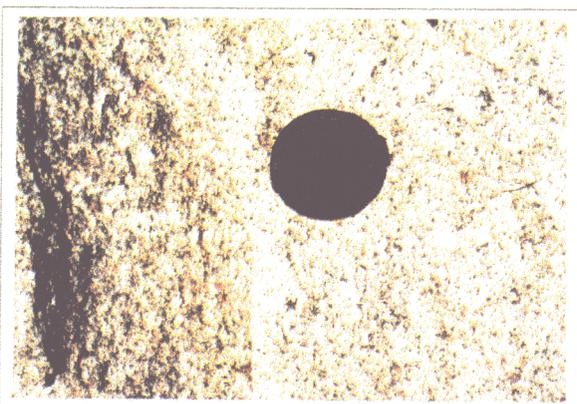


Foto 5.- Leucogranito de dos micas de grano fino, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y cantidades semejantes de biotita y moscovita.
Carretera de Mérida a Mirandilla.
Orientación de la foto E-O.

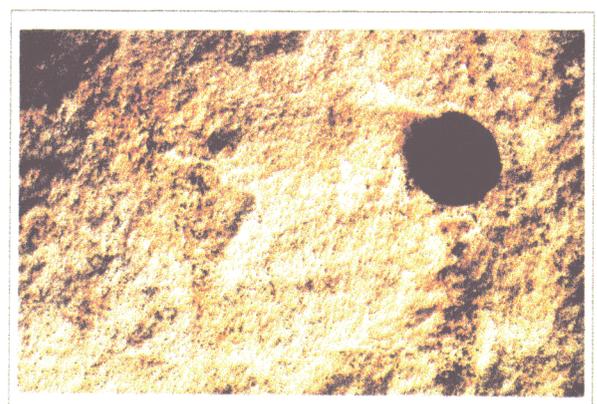


Foto 6.- Leucogranito moscovítico de grano fino, con cuarzo plagioclasa feldespato potásico, moscovita muy abundante y turmalina.
Carretera de Alcuéscar a Montánchez.
Orientación de la foto NO-SE.

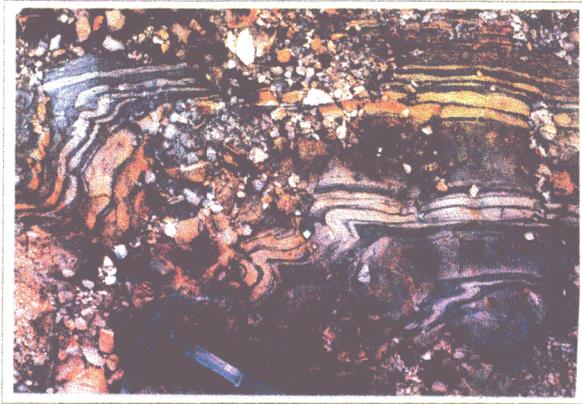


Foto 7.- Pliegues a escala mesoscópica de orientación ONO-ESE (N110°E) en las facies bandeadas del CEG. Alrededores de la mina de La Parrilla. Orientación de la foto O-E.

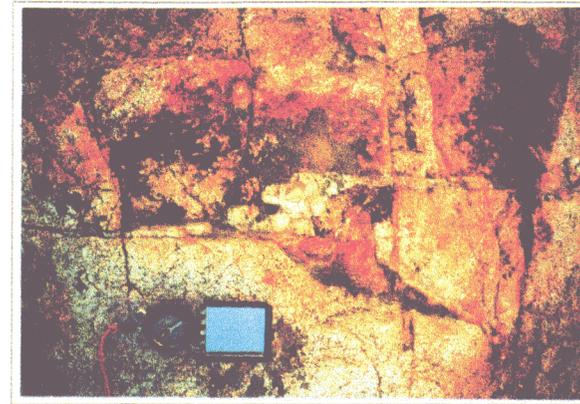


Foto 8.- Zona de solape en una falla de orientación NE-SO con movimiento en dirección y sentido sinistral. El encajante son monzogranitos de dos micas. Indicio nº 49 (Arroyomolinos). Orientación de la foto SO-NE.



Foto 9.- Granito deformado de Montánchez. Fábrica S/C (N20°E/N170°E) debida a los efectos de un cizallamiento hercínico con movimiento de sentido sinistral. Orientación de la foto SO-NE.

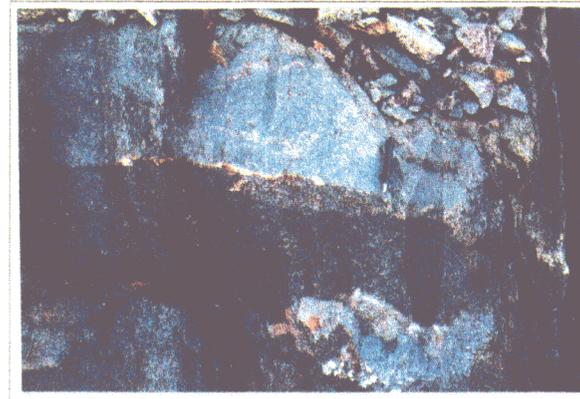


Foto 10.- Monzogranito de dos micas con xenolitos. La roca está sometida a un cizallamiento dúctil hercínico con movimiento sinistral. En este caso la fábrica de planos S/C se define claramente porque los enclaves se orientan paralelamente a los planos S (N20°E). Orientación de la foto O-E.

2.6.- Metamorfismo.

En los terrenos de la Zona Centro-Ibérica de Extremadura, y consiguientemente en el área de estudio, las condiciones de metamorfismo regional que se alcanzan son de grado muy bajo a bajo (facies de esquistos verdes) no llegándose a la isograda de la biotita.

Los materiales metasedimentarios representados en el área han sido afectados por un metamorfismo regional progrado, simultáneo con la deformación hercínica y que comprende la zona de la clorita, en base a los minerales índice presentes en los metasedimentos (Matas te al., in litt.). El metamorfismo de contacto sobre los materiales encajantes de los granitos, se sobreimpone al metamorfismo regional hercínico.

Las zonas afectadas por metamorfismo térmico en las periferias de los plutones son de anchura muy variable y su intensidad decrece con la distancia al contacto. Aunque de difícil cartografía, si hay un grado de zonación térmica en torno a los intrusivos. En el caso más general existe una zona interna próxima al contacto y de anchura variable, que incluso puede faltar, en la que se desarrollan paragenésis de grado alto (zona de corneanas piroxénicas). Localmente se pueden producir procesos de anatexia inducida, como sería el caso de las migmatitas de la zona de Santa Cruz - Zorita, pero con un desarrollo muy limitado. En las zonas intermedias más alejadas del contacto, las rocas presentan un grado medio (zona de corneanas hornbléndicas) con paragénesis de cordierita y andalucita.

Finalmente, en las aureolas externas las rocas muestran un grado bajo, con blastesis de micas (moscovitas) que confieren a la roca un típico aspecto de pizarras mosqueadas.

Hay que hacer constar, por su notable interés petrológico, el desarrollo local de procesos de anatexia en las rocas de la zona de Santa Cruz - Zorita (véase Mapa 1), con la formación de una compleja banda de migmatitas cartografiable, de orientación NO-SE. La subida del grado metamórfico en esta zona es debida a la anatexia inducida en profundidad, en el contexto de una tectónica extensiva, en relación con fallas de considerable magnitud

que formarían semigrabens. El metamorfismo de contacto del plutón de Santa Cruz-Zorita afecta a dos series composicionales, una pelítico-grauváquica muy extendida y otra calcosilicatada poco representada. Castro (1984) en una primera aproximación, estima valores de presión que oscilan entre 2 kb y 3.5 kb. El mismo autor observa como la blastesis mineral se sobreimpone a las asociaciones minerales debidas al metamorfismo regional de grado bajo y a la esquistosidad S_1 .

Existen pocos trabajos con respecto a la cartografía y delimitación de las aureolas de metamorfismo de contacto producidas por los cuerpos plutónicos. En este sentido, Antón Pacheco et al. (1985, 1988) y Rowan et al. (1987), han desarrollado una técnica de tratamiento digital de Imágenes Landsat Thematic Mapper (TM), para la detección de suelos afectados por metamorfismo de contacto y lo han aplicado a esta misma zona de estudio, dando como resultado un mapa de clasificación de campos "de contacto". Este mapa demuestra que en algunas zonas el límite propuesto para la aureola de metamorfismo de contacto se ajusta bien a la ya cartografiada en los mapas geológicos, pero en otros casos, como por ejemplo en el batolito de Cabeza de Araya, esta aureola puede ser ampliada hasta 12 km en algunos puntos, siendo mucho más extensa que la reconocida hasta el momento.

2.7.- Tectónica.

La configuración estructural del sector central de Extremadura es el resultado de la superposición de varias fases de deformación, de las cuales, las más importantes corresponden a la Orogenia Hercínica. Hay, por otra parte, incidencias de otras deformaciones anteriores enmascaradas posteriormente, así como movimientos más tardíos atribuidos a la Orogenia Alpina, aunque de menor importancia y casi siempre de carácter frágil distensivo.

2.7.1.- Deformaciones prehercínicas.

Hay evidencias regionales de una tectogénesis Cadomiense, como la discordancia entre los Grupos Domo Extremeño e Ibor (equivalente a la discordancia entre el Alcudense Inferior y el Superior, Bouyx, 1970; Ortega y Gonzalez Lodeiro, 1986; Nozal et al., 1988; Palero, 1993), y también por la presencia de un vulcanismo o plutonismo asociado (ortoneises prehercínicos), por ejemplo en la Antiforma de Martinamor (Salamanca), que se puede explicar en el contexto de una tectónica extensional en relación con fallas que pudieron tener componentes trascurrentes.

Con posterioridad y durante la sedimentación del Grupo Valdelacasa (no aflorante en el área de estudio, pero muy importante a escala regional en la Zona Centroibérica), habría una estructuración del área por efecto de grandes fallas normales que controlarían la citada sedimentación (Ortega et al., 1988).

La fase preordovícica (anterior a la fase Sárdica) y reconocida por varios autores en otras áreas (Diez Balda, 1986; Diez Balda et al., 1990), provoca el basculamiento de los materiales del Grupo Valdelacasa. Se atribuye así mismo un carácter extensional a esta deformación, en la que se generarían basculamientos y semigrabens que podrían explicar la distribución irregular de los depósitos del Ordovícico Inferior, así como sus cambios de potencia y facies (Martinez Catalán et al., 1992).

2.7.2.- Deformaciones hercínicas.

Durante el Devónico Medio se produce un abombamiento generalizado en todo el borde sur de la Zona Centroibérica que produce la ausencia de materiales de esa edad (Pardo y García Alcalde, 1984; Gutierrez Marco et al., 1990). Este abombamiento va seguido, ya durante el Devónico Superior (Frasniense-Fameniense), en algunas áreas (por ejemplo, en la Sierra de San Pedro), de una etapa distensiva con formación de cuencas rellenadas con materiales sintectónicos (López Díaz, 1991). Esta etapa produce una serie de fallas normales de trazado NO-SE y morfología lítrica, horizontalizadas en profundidad, con carácter distensivo (buzando hacia el sur) y características frágiles en los niveles superiores y más dúctiles en los inferiores. Están separadas por otras ortogonales, de transferencia y con movimiento dextro (véase Mapa 1).

En el área de estudio se diferencian tres etapas principales hercínicas, seguidas de otra de fracturación.

1ª Fase de deformación. Esta etapa es la más generalizada, siendo responsable de las grandes estructuras de la zona. Cuando afecta a materiales paleozoicos en algunas áreas (ej. Sierra de San Pedro), produce despegues y cabalgamientos en los tramos pizarrosos, en los que las fracturas distensivas previas estaban horizontalizadas, así como también da lugar a nuevos cabalgamientos. El trazado general de estas estructuras es NO-SE y el bloque cabalgante es el meridional. Relacionándose con los movimientos finales de despegue y cabalgamientos, y con direcciones coherentes (NO-SE), se generan pliegues a todas las escalas. Cuando esta fase de deformación afecta a materiales precámbricos también se desarrollan pliegues a todas las escalas (Foto 7), con direcciones axiales que oscilan de N-S a NO-SE, en los que no se han evidenciado las estructuras anteriormente mencionadas.

Asociada a todos los pliegues se desarrolla una esquistosidad S_1 que es de tipo "slate cleavage" en los materiales pelíticos o pizarrosos y de tipo "roughe cleavage" en los materiales arenosos o grauváquicos. El grado

metamórfico alcanzado es el característico de la facies de los esquistos verdes.

2ª Fase de deformación. De localización puntual en el área de estudio (Hoja de Zorita, 731), se manifiesta como una serie de bandas de cizalla de dirección N40°-N60°E, que llevan asociadas micro y mesopliegues (hasta la escala hectométrica), así como una esquistosidad de crenulación S₂, siempre con criterios cinemáticos de movimiento sinistral (Matas et al., in litt.).

La potencia de cada una de las bandas es de orden hectométrico, y aún cuando los límites son imprecisos, el conjunto de todas ellas puede tener una anchura entre 7 y 10 km. Las superficies C están verticalizadas y las superficies generadas (S₂) tienen una dirección que oscila de N100° a N60°E y un buzamiento entre 90° y 60° al norte, siendo su desarrollo variable, desde una crenulación S₂ hasta un bandeo tectónico, en función de su situación dentro de la zona de cizalla y el tipo de roca al que afecta.

3ª Fase de deformación. La tercera fase de deformación tiene un desarrollo variable en la zona de estudio. La característica común que presenta es que responde a un sentido de acortamiento (compresión máxima) de orientación E-O. En el borde oriental (Hoja de Zorita, 731) se reconoce por una esquistosidad S₃ de crenulación norteada, penetrativa y sobrepuesta a la S₂, que está asociada a pliegues abiertos de orden métrico.

Con desarrollo más generalizado, da lugar a bandas de cizallamiento, tanto de carácter frágil como dúctil, de anchura variable, con orientación predominante NO-SE y movimiento sinistral y otras NE-SO, de menor incidencia en la zona, dexas y conjugadas de las anteriores (véase Mapa 1). También a escala regional estas cizallas pueden dar lugar a variaciones de las directrices estructurales previas, generando figuras de interferencia del tipo "domos y cubetas" (por ejemplo, en los alrededores de la mina de La Parrilla, - véase Mapa 1 -), o bien modificando puntualmente la distribución y orientación de los materiales del Vendense Superior y Ordovícico Inferior. Estas cizallas pueden llevar asociadas

micro y mesopliegues de orden centimétrico así como una S_3 de crenulación de orientación norteada.

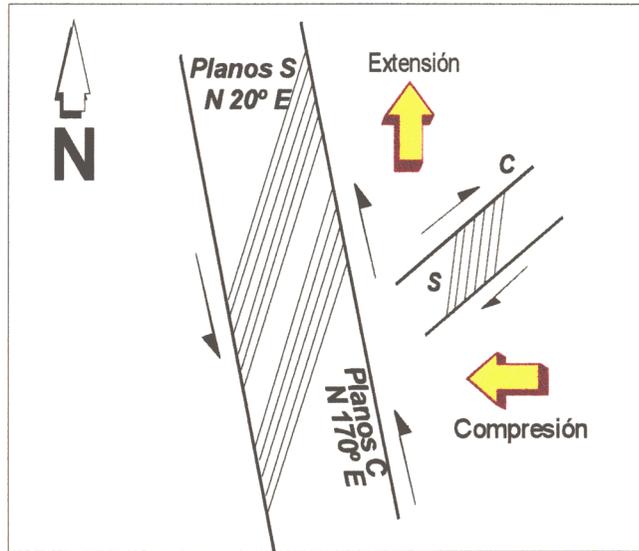
2.7.3.- Deformaciones tardihercínicas.

Posteriores a la tercera fase de deformación, existen un conjunto de corredores de falla, cuyas orientaciones predominantes son: NNO-SSE a NO-SE y NNE-SSO a NE-SO, forman un sistema conjugado en el que las fallas NNO-SSE a NO-SE tienen movimiento dextrógiro y las fallas NNE-SSO a NE-SO movimiento sinistral. Las relaciones observadas en campo entre estas estructuras y las estructuras de tercera fase, muestran que éstas son posteriores y reactivan a las estructuras de tercera fase, que se desplazan en sentido contrario (Figura 2.15 a y b). El hecho de afectar a las estructuras hercínicas anteriores y su relación con el emplazamiento de diques y filones mineralizados, nos permite asignarles una edad tardihercínica, en ausencia de dataciones absolutas que permitan conocer con certeza su edad.

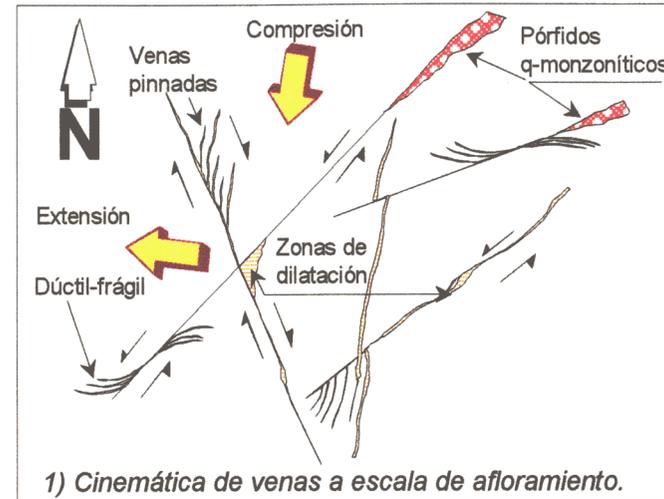
El estudio de la fracturación tardihercínica se ha realizado a partir de las observaciones de campo y a partir del análisis de lineamientos en la imagen Landsat. Las estructuras de fracturación tardihercínica son muy importantes en el área de estudio por dos razones principales; en primer lugar, porque su análisis cinemático ha servido para completar la cronología de los eventos deformativos, ayudando a reconstruir la historia de la deformación tardihercínica en la zona. En segundo lugar, porque estas estructuras van a ser utilizadas para el emplazamiento de los fluidos hidrotermales que van a dar lugar a los diferentes grupos filonianos mineralizados que caracterizan este sector central de Extremadura (véase apartado 2.8).

2.7.3.1.- Observaciones de campo.

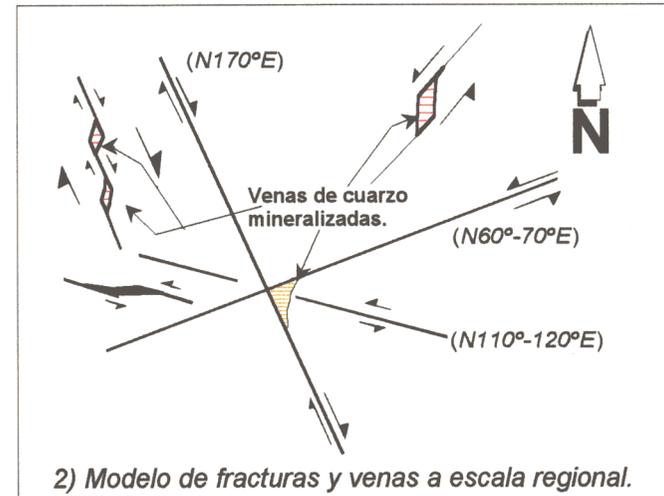
Las estructuras asociadas a los corredores de fallas tardihercínicas tienen un carácter fundamentalmente frágil, aunque en algún caso puede llegar a desarrollarse una esquistosidad de crenulación S_4 , más o menos



a.- Cizallamiento dúctil hercínico. Compresión máxima E-O.



1) Cinemática de venas a escala de afloramiento.



2) Modelo de fracturas y venas a escala regional.

b.- Compresión máxima N-S (Transpresión prolongada).

Figura 2.15.- Modelo evolutivo de la fracturación. (Explicación en el texto).

penetrativa dependiendo de las rocas a las que afecta, así como pliegues centimétricos de carácter asimétrico.

De las medidas de filones, diques y fracturas se desprende que las orientaciones preferentes de fallas y fracturas son (Mapa 1 y Figuras 2.15 y 2.18):

En primer lugar, destaca el grupo de orientación NE-SO. Esta dirección es de gran importancia metalogénica, pues es mayoritaria en todos los grupos filonianos del sector y también sirve como canales preferentes para el emplazamiento de diques de pórfidos felsíticos.

En segundo lugar, están las fracturas de orientación ENE-OSO y con movimiento sinistral, que además de dar lugar a grupos de venas mineralizadas, también favorecen el emplazamiento de diques de pórfidos.

El movimiento en dirección y sentido sinistral ha sido reconocido en el terreno por la existencia de criterios cinemáticos (zonas de solapamiento extensional o de dilatación -"pull-aparts"- entre segmentos de fallas) en determinados afloramientos (Foto 8 y Figura 2.15b).

En tercer lugar, los sistemas de orientación N-S se presentan como fracturas asociadas al grupo NE-SO, dando lugar a venas pinnadas ("pinnate veins") y ramificaciones que han sido utilizados también como marcadores cinemáticos.

Finalmente, destaca el grupo de fracturas de orientación NO-SE, con movimiento dextral, en cuyas intersecciones con las del grupo NE-SO sinistral, se originan también zonas de dilatación con abundante desarrollo de venas de cuarzo (Figura 2.15b). Estos grupos de fracturas aprovechan las anteriormente originadas en la tercera fase de deformación, reactivándolas con movimientos en sentido contrario.

Estas direcciones coinciden con las direcciones principales de la fracturación tardihercínica en el Macizo Hespérico (Arthaud y Matte, 1975).

2.7.3.2.- Análisis de lineamientos.

Algunos autores (Inamdar et al., 1982; Mallick y Murthy, 1983) han demostrado la utilidad de la interpretación combinada de las imágenes Landsat, junto con los datos gravimétricos regionales, en el estudio del control tectónico en la ubicación de determinados yacimientos minerales. Por esta razón y para una posterior interpretación combinada con los datos geofísicos, el análisis de fracturas en el terreno, se ha completado y corroborado con el estudio de lineamientos en la Imágen Landsat 5 TM (Figuras 2.16 y 2.17), en donde los grupos de lineamientos que se han definido coinciden con los anteriores sistemas de fracturas descritos (véase diagrama en rosa de la figura 2.16).

El análisis direccional se ha realizado utilizando la opción Lineations de Gridzo, dentro del Paquete Rockware, con una malla apropiada para tal estudio (3 km x 3 km), e incluye la frecuencia de lineamientos, la densidad (longitud acumulada de segmentos por celda) y el número de intersecciones (Figura 2.17₂, 2.17₃, y 2.17₄). En primer lugar, se observa una buena correspondencia entre los máximos de frecuencia, densidad y número de intersecciones. Se reconocen las siguientes orientaciones de lineamientos (fracturas): la principal NE-SO (con un 6% de lineamientos), otra ENE-OSO (4%) y las NO-SE y E-O (con menos del 3% - véase el diagrama en rosa de la figura 2.16). En segundo lugar, se reconocen una serie de zonas de máximos de frecuencia, densidad y número de intersecciones, que se corresponden con las siguientes áreas; una en los alrededores (noroeste y oeste) del stock de Plasenzuela; otra que ocupa una banda de dirección NO-SE, y que comprende desde la parte sur del batolito de Cabeza de Araya, el sur del sinclinal de Cáceres, la zona de la cúpula del Trasquilón, e incluye los bordes norte y oeste del plutón de Albalá. Otras zonas de máximos se sitúan sobre los plutones de Alijares y Santa Cruz-Zorita, y otra al sur del plutón de Trujillo.

La definición de estas zonas de máximos, con alta densidad de fractura, tiene importantes implicaciones, tanto desde el punto de vista estructural, como en la geometría de los cuerpos graníticos, y puede tener gran incidencia en la localización de algunos yacimientos minerales. De hecho, gran parte de los indicios del área de estudio, se sitúan en estas zonas de

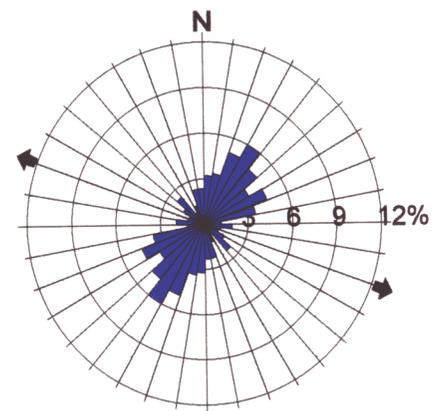
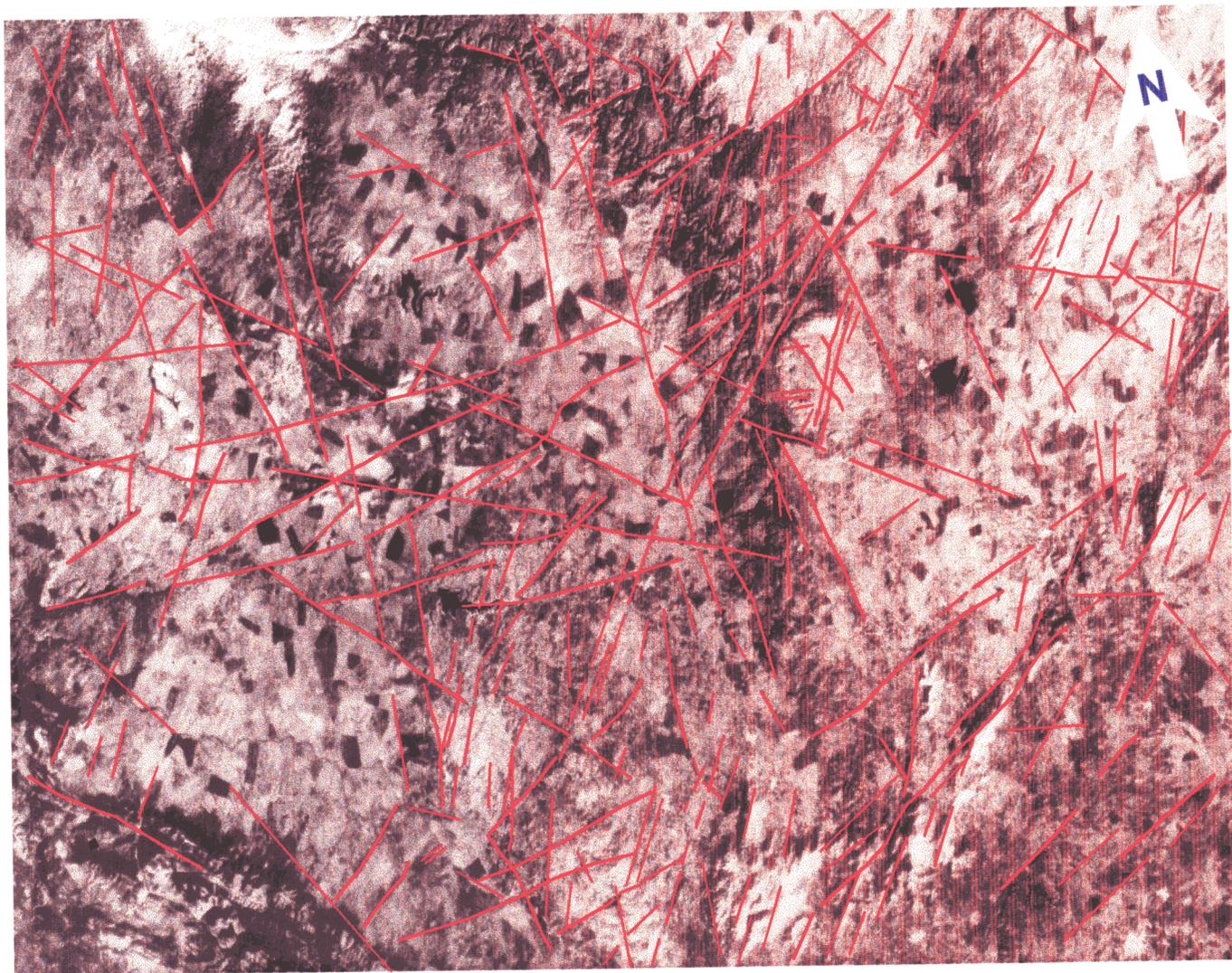


Diagrama en rosa de orientaciones de lineamientos. (N=341)

Figura 2.16.- Lineamientos observados en la Imagen Landsat 5 TM del 19 de Enero de 1986.

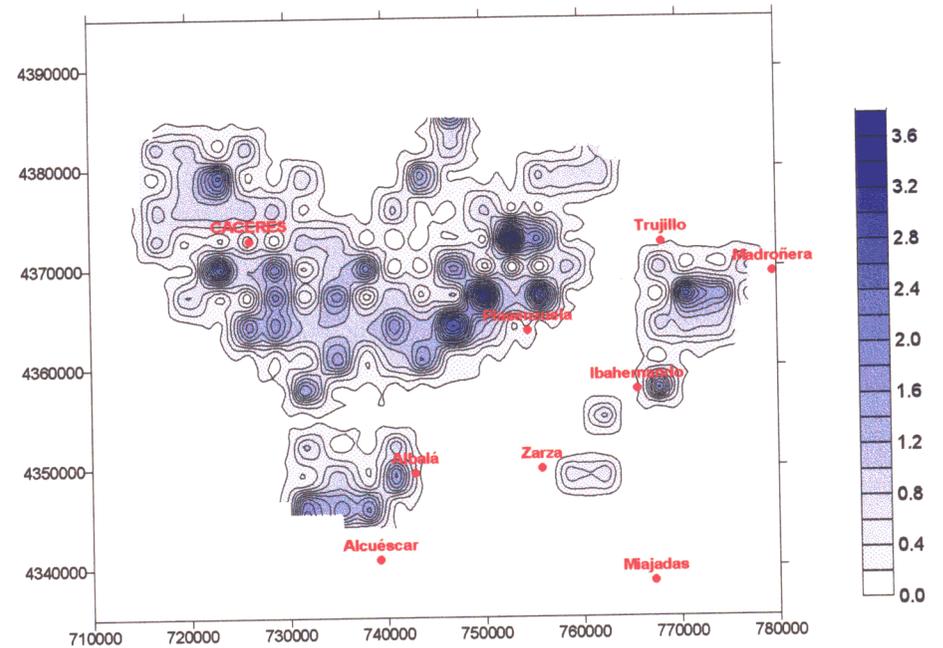
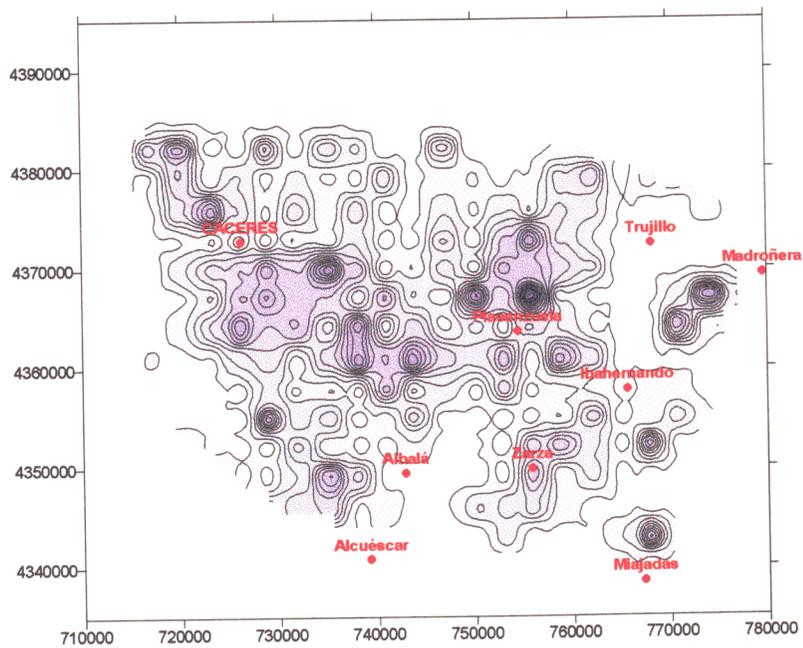
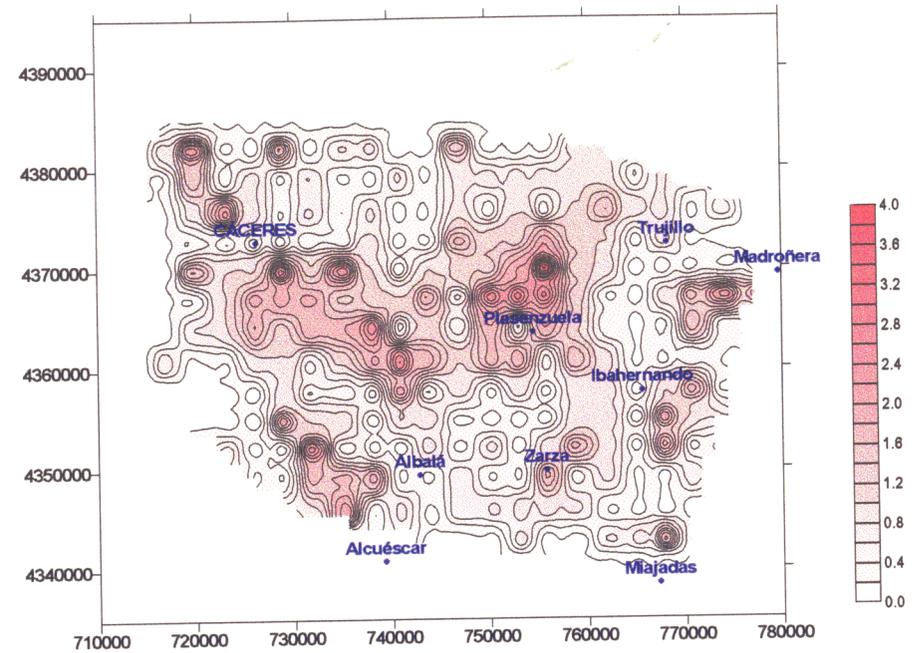
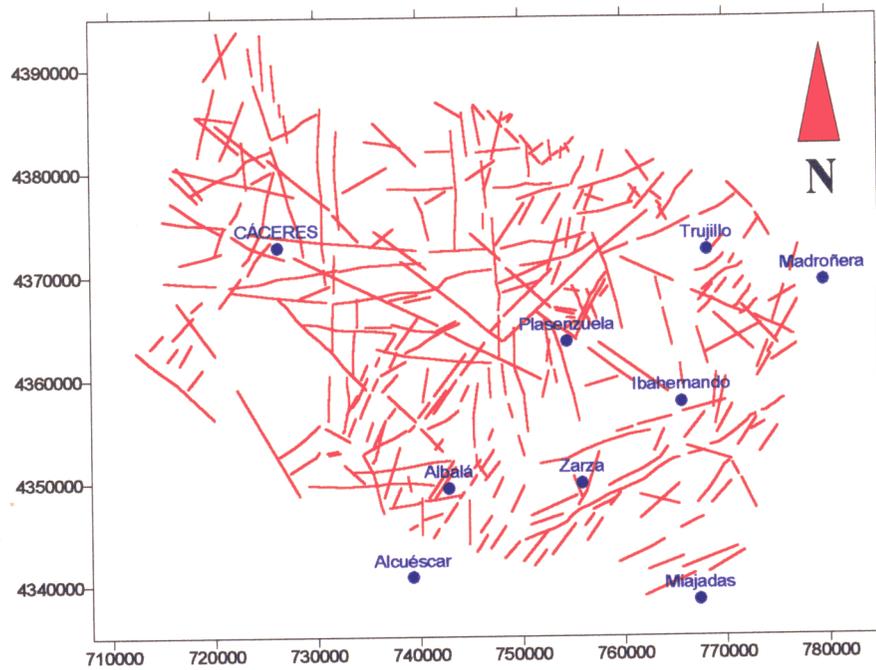


Figura 2. 17.- Análisis de lineamientos observados en la Imagen Landsat 5 TM, de 19 de Enero de 1986 (1)
Análisis direccional: mapas de frecuencia (2), densidad (3), e intersecciones de lineamientos (4).

mayor densidad de fractura y conectividad, que debieron favorecer el drenaje de los fluidos mineralizados.

2.7.3.3.- Modelo evolutivo de la fracturación.

A partir del análisis de lineamientos, y en particular de las observaciones de campo, se presenta un modelo cronológico de la fracturación en el área estudiada, en el que hay que diferenciar dos etapas principales; aunque la primera de ellas comenzó posiblemente, al final de la tercera fase de deformación hercínica. (Figura 2.15 a y b). Hay que señalar que las repercusiones que el modelo evolutivo de fracturación puede tener, de cara a la prospección y exploración de yacimientos minerales en el área de estudio, son importantes y pueden reflejarse a escala regional y local.

Como ya se ha indicado anteriormente, el granito de Montánchez presenta una fábrica con disposición de planos S/C, debida a los efectos de un cizallamiento dúctil hercínico, de dirección norteada (NNO-SSE) y sentido sinistral (Fotos 9 y 10). Su emplazamiento sin-tardicinemático está probablemente relacionado con la deformación progresiva debida a la tercera fase de deformación. Igualmente, se desarrollan cizallas de dirección NE-SO a ENE-OSO, con movimientos de sentido dextral y que son conjugadas de las anteriores. Su desarrollo es probablemente más local, y ambas son compatibles con un sentido de compresión máxima (acortamiento) de orientación aproximada E-O (Figura 2.15 a).

Posteriormente hay un cambio en la orientación del elipsoide de deformación hacia una orientación de compresión máxima próxima a N-S, y en la que se produce una reactivación de las estructuras previas. Por ejemplo, los planos S/C del granito de Montánchez, de orientación N20°E y N170°E respectivamente, originados en la etapa anterior (3ª Fase de deformación hercínica), sufren una reactivación en régimen de deformación dúctil-frágil, pasando a fracturas con orientaciones semejantes y sentido contrario. Es decir, los movimientos de las fracturas NO-SE pasan a ser de sentido dextrógiro y los de las fracturas NE-SO y ENE-OSO de sentido sinistral. La extensión, de orientación aproximada E-O, favorece tanto la intrusión tardía de diques de pórfidos, como la de los



fluidos hidrotermales que van a dar lugar a los principales grupos filonianos y venas de cuarzo mineralizadas del área de estudio (Figura 2.15 b₁).

En esta etapa, y en un régimen de deformación frágil transpresivo, las fallas de orientación NO-SE (N170°E) son dextrógiras y las ENE-OSO (N70°E) son sinistralas. Las de orientación N110°-120°E muestran también movimiento sinistral y los filones mineralizados de la zona, de orientación media NE-SO (N45°E), ocuparían posiciones de grietas tensionales entre segmentos de fallas NO-SE dexas y NE-SO senestras (Figura 2.15 b₂).

Además de los criterios encontrados se puede pensar que la zona haya sufrido transpresión prolongada en el tiempo, lo que ya fué puesto de manifiesto en otras áreas muy próximas (por ejemplo, en el sinclinal de La Codosera, Sanderson et al.,1991) a partir de la geometría de las fallas tardihercínicas, con rotación en modelo "Dominó", y que tiene gran importancia de cara a la exploración de mineralizaciones auríferas en dicha zona de Extremadura.

2.7.4.- Implicaciones del modelo de fracturación en la exploración de yacimientos minerales en el área.

Como ya se ha mencionado, las repercusiones que el modelo evolutivo de fracturación tardihercínica, puede tener de cara a la prospección y exploración de yacimientos minerales, son importantes y pueden reflejarse a escala regional y local.

En primer lugar, la distribución de los diferentes sistemas filonianos con mineralizaciones de Sn, W, P, U, Ba, Pb y Zn, que representan una etapa tardía de tipo hidrotermal, probablemente ya fué condicionada por la deformación hercínica.

Las discontinuidades observadas en los granitos, a partir de una fuerte fábrica (planos S/C - Fotos 9 y 10), desarrollada como consecuencia de los efectos de un cizallamiento dúctil hercínico son planos de debilidad preexistentes. En condiciones de deformación dúctil-frágil y frágil, en estas zonas de debilidad previas se van a originar fracturas en las que se producen reactivaciones. Estas fracturas abiertas, no muy tardías con respecto a la consolidación magmática, van a permitir el emplazamiento de los diques y la implantación de sistemas hidrotermales que van a dar lugar a los filones mineralizados del sector. Este esquema sería compatible con un régimen de transpresión prolongado que pudo afectar a la zona.

Este modelo da lugar a dos consideraciones dependiendo de la escala de trabajo:

A escala local (de Distrito Minero), se deben buscar estructuras de extensión de orientación principal NE-SO (N30°- 40°E), donde pueda existir drenaje de fluidos, y en condiciones favorables (presión, temperatura, naturaleza de los mismos, e interacciones con las rocas encajantes) haya existido deposición mineral originando grupos filonianos conectados y mineralizados.

A escala regional, hay que considerar factores estructurales de mayor orden; por ejemplo, zonas de intersecciones de fallas y creación de espacios abiertos (zonas de dilatación) idóneas para la concentración mineral. Deben tenerse en cuenta las conexiones de las redes de fracturas que puedan existir entre bandas de cizalla de orientaciones ONO-ESE y fallas NO-SE dextrales con las ENE-OSO sinistralas.

2.7.5.- Deformación alpina.

Aunque no ha sido objeto de estudio en esta Tesis, y no existen apenas trabajos dedicados exclusivamente al estudio de la deformación alpina en esta zona, creemos que las estructuras hercínicas y tardihercínicas han sido reactivadas durante las etapas de deformación alpinas, como sucede en el resto del Macizo Hespérico.

Se ha observado que el contacto entre los materiales terciarios de la depresión del Guadiana, y los materiales metamórficos y graníticos, se produce por fallas en algunas zonas (Mapa 1). Por otra parte, una de las principales direcciones de fallas, la dirección NE-SO, coincide con la dirección de una estructura mayor dentro de la Península, la falla del Alentejo-Plasencia, que corta al sinclinal de la sierra de San Pedro y al batolito de Cabeza de Araya a pocos kilómetros hacia el oeste de la zona de estudio.

Este accidente ha sufrido una compleja evolución tectónica siendo activa en sucesivas etapas de deformación desde las épocas tardihercínicas (Arthaud y Matte, 1975), hasta el Neógeno y posiblemente hasta el Holoceno, como lo demuestran estudios en las cuencas de Cañaverál y Albarragena realizados recientemente por Villamor et al., 1996 y Capote et al., 1996. La actividad de este accidente durante la compresión alpina se enmarca en el régimen de esfuerzos que afecta a todo el centro peninsular y en el que se han definido varias fases de deformación (De Vicente, 1988; Capote et al., 1990; Calvo et al., 1991; De vicente et al., 1994): Fase Ibérica, con dirección de acortamiento NNE-SSO; Fase Altomira, con dirección de acortamiento E-O; Fase Guadarrama, con dirección de acortamiento NO-SE; y una última fase de carácter extensivo. Durante la fase Guadarrama se forma el Sistema Central, limitado por fallas inversas de dirección NE-SO, y cuya orientación general es semejante a la de los relieves de la Sierra de Guadalupe. Las fallas NE-SO y ENE-OSO pueden estar relacionadas con la formación de esta sierra (Capote et al., 1996), transversal a las direcciones hercínicas.

2.8.- Yacimientos e indicios minerales.

La Comunidad de Extremadura puede considerarse una provincia metalogénica de gran importancia. Uno de los primeros trabajos sobre el potencial minero de la provincia de Cáceres data de finales del Siglo pasado (Egozcue y Mallada, 1876). En la primera mitad del Siglo XX son numerosas las publicaciones sobre la minería de Extremadura, entre las que cabe destacar, las de Hernández Pacheco (1902) sobre los filones estanníferos de Cáceres, Hernández Pacheco (1908) sobre "El yacimiento de mineral radiactivo en el granito de Albalá", y las de Ramirez y Ramirez (1952 y 1953) sobre la minería de estaño y wolframio.

Las explotaciones de mineralizaciones de estaño y wolframio tuvieron gran auge a finales del siglo pasado y en el actual, aunque todos los trabajos de extracción cesaron hace unos 10 años, como consecuencia de la crisis de mercado de estos metales. No obstante, el potencial minero de estas sustancias y la variedad tipológica de los yacimientos, hace que Extremadura sea una de las áreas estratégicas de mayor interés en el ámbito del Macizo Hespérico.

En este apartado, se presenta la clasificación tipológica de los yacimientos e indicios minerales que se encuentran en el área de estudio (representados en el Mapa 1), la cual está basada en la del Mapa Geológico-Minero de Extremadura, publicado por la Consejería de Industria y Energía de la Junta de Extremadura en el año 1987, con ampliaciones, novedades y actualizaciones.

Debido a que el objetivo principal de la Tesis es el estudio gravimétrico de los granitos de este sector de Extremadura, se analizan con mayor detalle las mineralizaciones relacionadas con éstos, y que son representantes de una metalogenia ígnea, en concreto los yacimientos de estaño, wolframio, uranio, fosfatos y litio. A continuación, se describen las características más importantes de cada tipo de yacimiento, que se resumen en la Tabla 2.2 y se representan en el mapa geológico (Mapa 1). Éstos junto con la Tabla 2.3, proporcionan la información necesaria para

la consulta sobre el tipo de mineralización, nombre y localización del indicio.

MINERALIZACIONES DE ESTAÑO Y WOLFRAMIO	
Filones de cuarzo con wolframita-casiterita	39,40,41,48,49,52
Filones de cuarzo con wolframita	11,21,30,31,32
Filones de cuarzo con casiterita	5,8,22,23,33,42,43,44,45,47,48,53
Filones de cuarzo con scheelita-casiterita	54,55,56
Mineralizaciones de Sn (Nb-Ta) asociadas a cúpulas graníticas. (Ambiente apogranito)	12
Pegmatitas estanníferas en cúpulas albiticas	12
Casiterita-scheelita asociada a pórfidos graníticos. (Sistema pórfidos de W-Mo-Bi-Sn-greisen)	52
Placeres con estaño	1,2,22
MINERALIZACIONES DE URANIO	
Filones de cuarzo-óxidos de U intragraníticos	29,35,36,37,57,60
MINERALIZACIONES DE FOSFATOS	
Filones de cuarzo-apatito intragraníticos y extratolíticos.	3,4,7,10,24,25,34,37,38,46,61
Filones y diques de cuarzo-ambligonita.	5,12
Mineralizaciones no filonianas en calizas del Carbonífero Inferior.	6,9,10
MINERALIZACIONES DE LITIO	
Filones y diques de cuarzo-ambligonita intragraníticos	12
Filones de cuarzo-ambligonita-montebrazita extratolíticos	5
MINERALIZACIONES DE BARIYA	
Filones de cuarzo – baritina intragraníticos	50
Filones de cuarzo-óxidos de hierro-baritina (pb) extratolíticos	68
MINERALIZACIONES DE ZINC-PLOMO-PLATA -(COBRE)	
Mineralizaciones de esfalerita mayoritaria, relacionadas con zonas de cizalla	58,66
Mineralizaciones de Zn-Pb-Ag, como remobilizaciones en venas irregulares, relacionadas con zonas de cizalla	13,14,15,16,17,18,19,20,62,64,65
Mineralizaciones de Pb-Zn-Cu en filones de relleno de fracturas tardías	26,27,28,51,67
MINERALIZACIONES DE ANTIMONIO	
Filones de cuarzo-estibina	59

TABLA 2.2.- Clasificación tipológica de los yacimientos e indicios de minerales metálicos e industriales.

(Los n° corresponden a la numeración de indicios en el Mapa 1 y a la descripción de cada uno en la Tabla 2.3).

2.8.1.- Mineralizaciones de estaño y wolframio.

En el sector central de Extremadura, y concretamente en la provincia de Cáceres, es donde los yacimientos e indicios de estaño y wolframio son más abundantes. Como en el resto del Macizo Hespérico, la distribución espacial de estos depósitos está íntimamente relacionada con los granitos hercínicos. Generalmente, las mineralizaciones se presentan como filones individualizados y en grupos que atraviesan los granitos y/o las rocas metamórficas encajantes, constituyendo a veces, verdaderos "stockworks" intra y/o extrabatolíticos.

En el área de estudio los yacimientos de estaño y wolframio (intra y extrabatolíticos) están relacionados con los siguientes granitos: el batolito de Cabeza de Araya, la cúpula de El Trasquilón, el stock de Trujillo, el plutón de Albalá-Montánchez y el granito de Sierra Bermeja (Mapa 1).

Una de las primeras clasificaciones tipológicas de los yacimientos de Sn-W de Extremadura fue realizada por Gumiel (1981). En ella se diferenciaron por primera vez los yacimientos tipo "albitita-greisen", que son aquellas mineralizaciones relacionadas con cúpulas graníticas y sistemas "granito-greisen" aflorantes, o con cúpulas graníticas no aflorantes.

La descripción que se va a realizar a continuación de los principales yacimientos de estaño y wolframio, está basada en la clasificación tipológica propuesta por Gumiel (1984) para este tipo de mineralizaciones en el Macizo Hespérico, y en los trabajos de Arribas et al. (1987); Gumiel y Arribas (1990) y Tornos y Gumiel (1992).

Estos yacimientos filonianos presentan una serie de características geométricas, de potencia, espaciado, longitud, profundidad y morfología, análoga a las de otros filones hidrotermales de alta temperatura. El estudio de su organización geométrica mediante técnicas de análisis fractal ha sido puesta recientemente de manifiesto, y puede ser de gran

interés para la exploración de este tipo de yacimientos (Gumiel et al., 1992). La distribución de los filones mineralizados es en "grupos" y los espaciados interfilonianos muestran distribuciones exponenciales negativas o log-normales. Las potencias, aunque variables, suelen ser normalmente estrechas (decimétricas a métricas, más raramente superan los dos metros), y generalmente siguen distribuciones fractales (Gumiel et al., 1996). Por otra parte, los sistemas filonianos presentan estructuras muy variadas, con frecuentes ensanchamientos y estrechamientos ("pinch and swell") de los filones individuales, y disposiciones en relevo de los grupos de venas. Son frecuentes las ramificaciones ("branching veins") y las texturas de rellenos de espacios abiertos, formando cavidades, en las que se observan cristales de los minerales de la mena y de la ganga. Las salbandas son prácticamente inexistentes o escasas, apareciendo los filones generalmente en contacto neto con las rocas encajantes.

Un hecho frecuente es la disposición zonal de las mineralizaciones alrededor de apogranitos (cúpulas graníticas, normalmente albíticas), en zonas definidas por el predominio de pegmatitas con casiterita y/o filones de cuarzo con casiterita, de filones de cuarzo con casiterita-wolframita y de filones de cuarzo-wolframita. A escala de yacimiento, la zonalidad mineralógica viene señalada por los sulfuros acompañantes, entre los que destacan: arsenopirita, pirita, pirrotina y calcopirita.

La sucesión temporal de los minerales que constituyen las paragénesis suele seguir la siguiente pauta: una fase de más alta temperatura, con casiterita, wolframita y scheelita, que son los primeros minerales en depositarse. Continúa la deposición con una fase de sulfuros que se produce en dos etapas, la primera con arsenopirita, que puede ir acompañada de estannina, bismuto y bismutina, y otra más tardía con pirrotina, calcopirita, esfalerita y pirita. La deposición del cuarzo, que es el mineral principal de la ganga en los yacimientos, tiene lugar con intensidad variable durante todo el proceso metalogénico.

Las alteraciones hidrotermales que presentan las rocas encajantes son de dos tipos: en los yacimientos asociados a granitos, el tipo de alteración más generalizada es la gresenización y en los yacimientos donde las

rocas encajantes son metamórficas, la alteración es la turmalinización. La alteración disminuye en intensidad al aumentar la distancia a los filones.

En función de los minerales que constituyen las paragénesis se pueden diferenciar los siguientes subtipos :

A - Filones de cuarzo con wolframita - casiterita.

Estos filones se caracterizan por presentar wolframita y casiterita como minerales principales. Así mismo, se encuentra scheelita, aunque de carácter muy accesorio. Las rocas encajantes muestran greisenización, y turmalinización sobre todo cuando las venas están en situación extratolítica.

Los indicios de este subtipo se encuentran situados al oeste de Montánchez en el yacimiento de El Sextil y en la zona de Arroyomolinos (Tablas 2.2, 2.3 y Mapa1).

En la zona de Arroyomolinos los filones de cuarzo con wolframita-casiterita son los representantes más importantes del subtipo en el área de estudio. Los filones tienen orientaciones NE-SO (Figura 2.18₃), que varían entre N30°E y N40°E (aproximadamente 35%), y existe otro conjunto filoniano de orientación cercana a la dirección N-S, con direcciones comprendidas entre N160°E y N195°E. Los buzamientos son subverticales en ambos conjuntos, y presentan longitudes que no sobrepasan los 500 m. Los enriquecimientos de la mineralización se producen en zonas de dilatación (bolsadas), originadas como consecuencia de la extensión que existe en dichas zonas, debida a movimientos en dirección entre solapes de segmentos de fallas (pull-aparts). Los filones ocupan estructuras de segundo orden, cuya cinemática puede observarse esquemáticamente en la Figura 2.19, y cuya situación espacial está probablemente relacionada con la zona de cizalla de Magasca - Montánchez (Figura 2.18) Gumiel et al. (1995).

B - Filones de cuarzo con wolframita.

Estos filones presentan una paragénesis que se caracteriza por la ausencia o presencia minoritaria de casiterita, y porque el principal mineral de tungsteno es la wolframita. La scheelita suele aparecer como producto de reemplazamiento de la wolframita. En general, son muy frecuentes los filones de cuarzo con wolframita intra y extrabatolíticos en Extremadura y en particular en la zona de estudio (Tablas 2.2, 2.3 y Mapa 1).

C - Filones de cuarzo con casiterita.

Esta paragénesis es muy frecuente sobre todo en filones y grupos de venas en situación extrabatolítica, en el exocontacto, o en las proximidades de los granitos. En la zona destaca el yacimiento extrabatolítico de Valdeflorez (Tabla 2.2 - nº 5) que es un buen ejemplo de filones de cuarzo con casiterita en las rocas paleozoicas del sinclinal de Cáceres.

También destacan algunos filones intrabatolíticos, en cuyas paragénesis se encuentra casiterita como mineral principal y la wolframita está ausente o es muy minoritaria. Son ejemplos los indicios situados en el batolito de Cabeza de Araya, cerca de Malpartida de Cáceres, en el stock de Trujillo, en las proximidades de Arroyomolinos y el indicio de Casas de Don Antonio en el borde occidental del batolito de Albalá.

D - Filones de cuarzo con scheelita - casiterita.

Como ejemplo de especial interés en la zona de estudio, destaca el yacimiento de La Parrilla (Tabla 2.2 - nº 56), que está situado cerca de Miajadas (Cáceres). Fué la mina de wolframio más importante de España, aunque actualmente su explotación ha cesado, debido a las condiciones de mercado del tungsteno. La producción era cercana a las 5000 t de scheelita y las reservas estimadas se cifran en unos 40 millones de toneladas.

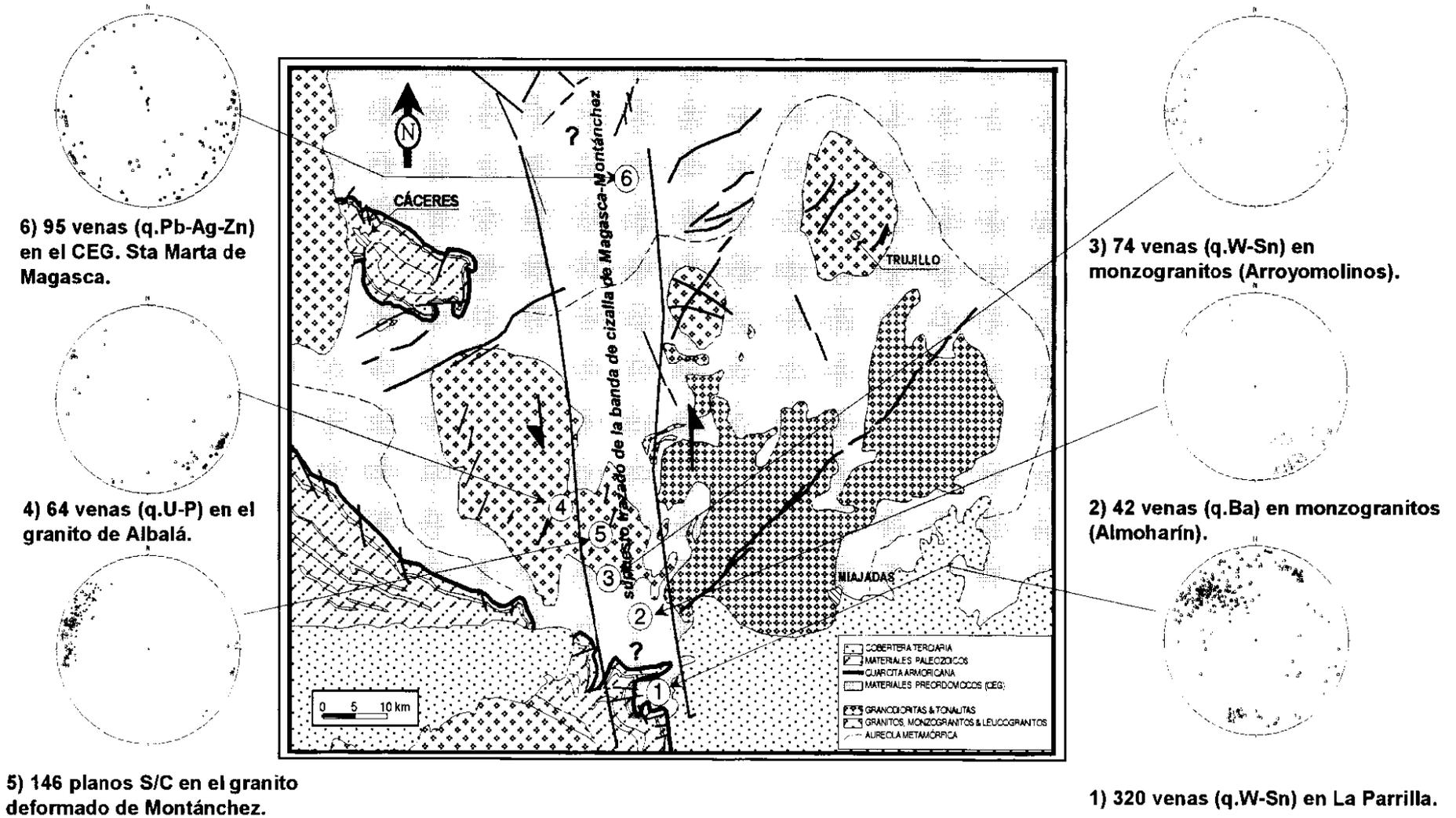


Figura 2.18.- Estereogramas de polos de venas y fábrica de granito deformado en las mineralizaciones relacionadas con la banda de cizallamiento de Magasca-Montánchez.

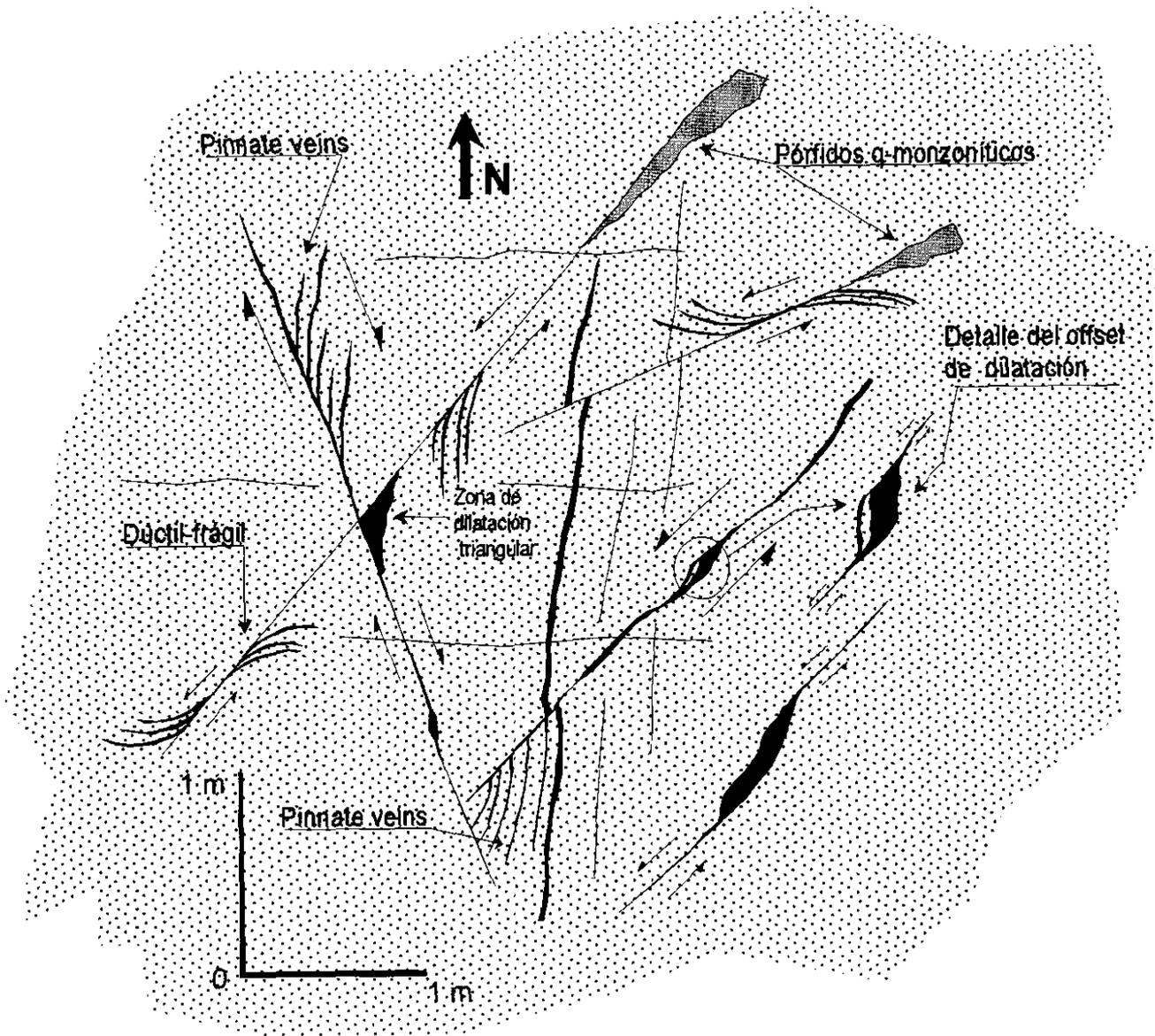


Figura 2.19.- Cinemática de venas de cuarzo y pórfidos en Arroyomolinos (Cáceres).

La corta de La Parrilla, se encuentra situada en un cierre periclinal según Gumiel y Pineda (1981), en las facies del CEG (véase Mapa 1). Los filones mineralizados se presentan en grupos de dirección principal NE-SO y buzamientos entre 45° y 60°SE, y otros minoritarios de dirección ONO-ESE, denominados "cruceiros", con potencias entre milimétricas y métricas. Son frecuentes las venas ramificadas ("branching veins") que llegan a formar una complicada red filoniana, a modo un "stockwork".

La mineralización de scheelita de La Parrilla genéticamente debe estar relacionada con una cúpula granítica en profundidad (Gumiel, 1984), pero a su vez, las soluciones mineralizadoras y la propia cúpula pueden estar espacialmente asociadas con una zona de cizalla. Su situación en el límite sur de una importante banda de deformación, de dirección aproximada N-S a NNO-SSE (la zona de cizalla dúctil-frágil de Magasca - Montánchez, Figura 2.18) es muy significativa. Esta zona de cizalla ha sido corroborada en el análisis de lineamientos, definiéndose como una zona de alta densidad de fractura (Figuras 2.16 y 2.17). Con esta estructura, al menos espacialmente, se encuentran relacionados un numeroso conjunto de mineralizaciones. Así en el extremo norte de la misma, se sitúan los grupos filonianos con mineralización de plata de las proximidades de Santa Marta de Magasca (Tabla 2.2 - nº 62). La zona de cizalla se prolonga por el oeste del stock de Plasenzuela, donde se encuentran importantes conjuntos filonianos con mineralización de plata y plomo (Minas de La Serafina, la Sevillana etc.). La extensión sur de la banda de deformación está bien representada por la fábrica dúctil-frágil que presenta el granito de Montánchez. Finalmente, en el extremo sur de la estructura se encuentran los filones de wolframita-casiterita de Arroyomolinos y los conjuntos filonianos de El Sextil y La Parrilla, que ocuparían estructuras de segundo orden relacionadas con la zona de cizalla.

E - Mineralizaciones de Sn (Nb-Ta) asociadas a cúpulas graníticas. (Ambiente apogranito).

En este tipo de yacimientos las mineralizaciones beneficiables, principalmente de casiterita y columbita-tantalita, se encuentran

diseminadas en cúpulas albiticas y relacionadas con los estadios finales de la evolución magmática, y en grupos de filones que en ocasiones constituyen "stockworks". Pertenecen a la asociación "microgranitos con casiterita-columbita (K-Nb-Sn) de Arribas (1979) y a los yacimientos tipo "albitita-greisen" de Gumiel (1981). Genéricamente, son aquellas mineralizaciones relacionadas con el "ambiente apogranito" (cúpulas graníticas - granito/greisen - pórfidos subvolcánicos).

El depósito de "El Trasquilón" (Tabla 2.2 - nº 12), situado a 10 km al sur de Cáceres (véase Mapa 1), es el ejemplo más representativo de este tipo de mineralizaciones en el área central de Extremadura. En este yacimiento, la mineralización, principalmente de casiterita, se encuentra diseminada en facies de leucogranitos albiticos y en una red filoniana que morfológicamente constituye un "stockwork", centrado en una cúpula granítica que atraviesa los materiales del CEG (Figura 2.13) (Gonzalez Aguado y Gumiel, 1984).

El sistema "apogranito", cuyo emplazamiento se produce en condiciones hipoabisales (próximas a la superficie terrestre), lleva consigo toda una serie de cuerpos magmáticos intrusivos acompañantes, (diques de pórfidos, aplitas, pegmatitas y brechas explosivas), dando lugar a un sistema magmático-hidrotermal, idóneo para el desarrollo de mineralizaciones de Sn y/o W-Mo-Bi. La variedad petrológica, los patrones de alteraciones (potasificación, albitización, greisenización) en las partes altas de la cúpula y la asociación mineral del yacimiento, lo encuadran también en el tipo "pórfidos de W-Mo-Bi-Sn-greisen" de Gumiel (1997). Desde el punto de vista estructural, el emplazamiento de cúpulas graníticas como la de El Trasquilón, se ve favorecido por la existencia de "zonas de alta densidad de fracturas" como la que ha sido reconocida en el análisis de lineamientos, y que en dirección NO-SE, se extiende desde el sur del batolito de Cabeza de Araya, pasa por la zona de El Trasquilón y se prolonga hacia el sur por el borde occidental del stock de Albalá (Figura 2.16).

F - Pegmatitas estanníferas en cúpulas albiticas.

Como se ha dicho anteriormente, asociados a una cúpula granítica dentro del sistema apogranito, se encuentran una serie de cuerpos magmáticos intrusivos acompañantes. En el caso de El Trasquilón (Tabla 2.2, nº 12) hay un cuerpo pegmatítico de dirección nortada, cuya potencia no sobrepasa los 2-3 metros, con cuarzo, albita, feldespato potásico, amblygonita y casiterita, en el leucogranito que contiene casiterita diseminada (Figura 2.13). Las pegmatitas estanníferas son bastante frecuentes en Extremadura, se encuentran en muchos yacimientos filonianos del grupo anterior, y normalmente dan lugar a yacimientos de casiterita de pequeña dimensión, ocasionalmente con Nb y Ta. También suelen contener minerales de litio y pertenecen a la asociación (Na-Li) pegmatitas sódico-líticas de Arribas (1979).

G - Casiterita - scheelita asociada a pórfidos graníticos. (Sistema pórfidos de W-Mo-Bi-Sn-Greisen).

El yacimiento de El Sextil (Tabla 2.2 - nº 52) pertenece a un tipo insuficientemente investigado en Extremadura, definido por Gumiel (1997) como "pórfidos de W-Mo-Bi-Sn-greisen". Está situado a unos 3 kilómetros al sur de Almoharín (Cáceres), y aunque actualmente no se encuentra en explotación, su interés científico es muy grande. Se trata de una mineralización de casiterita y scheelita en filones, que fueron objeto de explotación, y diseminada junto con fluorita y otros accesorios, en pórfidos graníticos y cuarzomonzoníticos. El interés petrológico del yacimiento se pone claramente de manifiesto, porque se trata de un polintrusivo de carácter hipoabisal, que intruye en el Compejo Esquisto-Grauváquico, a favor de una zona de fractura (banda de cizalla de Magasca-Montánchez) y en el que se diferencian varios tipos de rocas, junto con unos patrones de alteración propios de sistemas tipo pórfido. En El Sextil hay pórfidos graníticos, una zona de mezcla, y pórfidos cuarzomonzoníticos.

El conjunto está atravesado por una red de fracturas, de direcciones principales NE-SO y NO-SE, con venas de cuarzo mineralizadas en arsenopirita, casiterita y scheelita principalmente, y de carácter más

accesorio molibdenita. Tanto las características petrológicas, como las geoquímicas y metalogénicas hacen que este yacimiento encuadre en el tipo anteriormente mencionado.

H - Placeres con estaño.

Los yacimientos de casiterita de tipo aluvionar se forman como resultado de la erosión y desmantelamiento de los yacimientos primarios (bien sean grupos filonianos o mineralizaciones diseminadas en granitos). Son bastante frecuentes en Extremadura, suelen tener pequeña dimensión y en el área de estudio destacan; "El Terruco" en las proximidades de Trujillo y los aluvio-eluviones de "La Maruta" en el batolito de Cabeza de Araya, próximos a Malpartida de Cáceres (Tabla 2.2).

2.8.2.- Minerales radiactivos.

Al igual que sucede con las mineralizaciones de Sn-W, los principales yacimientos de uranio se encuentran en el Macizo Hespérico. Actualmente, la única explotación activa en España es el yacimiento de Mina Fé, en Ciudad Rodrigo (Salamanca), pero Extremadura ha tenido gran importancia por sus yacimientos filonianos de uranio, de entre los cuales destaca la mina de "Los Ratones" en Albalá, dentro de la zona de estudio y que tenía gran riqueza en pechblenda. Son numerosos los indicios de uranio de Extremadura, de hecho, cualquier anomalía radiactiva ya representa un indicio, pero en el Mapa 1 tan solo se han representado aquellos indicios en los que ha existido explotación (Los Ratones), o que han sido objeto de exploración, llevada a cabo en su mayor parte por la J.E.N. y ENUSA.

A - Mineralizaciones de uranio.

Utilizando la clasificación propuesta por Arribas (1975) para los yacimientos españoles de uranio, en el sector central de Extremadura los yacimientos e indicios de uranio pertenecen al tipo 1, *mineralizaciones no*

estratiformes, dentro del cual se diferencian dos subtipos: 1a) mineralizaciones filonianas y 1b) de tipo masivo.

Todos los indicios filonianos de uranio que hay en el área estudiada corresponden a **filones de cuarzo-óxidos de U intragraníticos**, con orientaciones preferentes NE-SO y NNE-SSO (Figura 2.18₄), fuertes buzamientos y longitudes que no sobrepasan los 800 metros. El más representativo es la mina de "Los Ratones" en Albalá (Tabla 2.2 - nº 35), en donde se encuentra un haz filoniano de dirección NE-SO, que encaja en monzogranitos de dos micas, atravesados por diques de aplitas y pegmatitas. Las rocas presentan una importante silicificación y apatización previas a la etapa uranífera. De hecho son muy frecuentes los indicios de fosforita en las proximidades; por ejemplo, en las minas de "La Carretona" y "Las Perdices" (Tabla 2.2 - nºs 36 y 37) donde se puede decir que coexisten el U y el P, así como importantes enriquecimientos de P en los granitos. Igualmente, suele haber una caolinización posterior relacionada con la etapa hidrotermal uranífera. La mineralización primaria es pechblenda, acompañada generalmente de sulfuros de hierro; pirita, marcasita y melnikovita.

Arribas (1962) diferencia tres fases de mineralización; una primera uranífera con la formación de pechblenda, coffinita y sulfuros de hierro, una segunda fase de oxidación que origina óxidos negros y parapechblenda, y finalmente, una etapa supergénica con formación de torbernita, autunita y saleita principalmente.

Otros indicios similares pertenecientes al mismo tipo son "Cabeza Gorda" (nº 29) en la facies central del batolito de Albalá, que encaja en monzogranitos biotíticos de grano medio, "Torremocha" (Tabla 2.2 - nº 60) en el borde oriental del stock de Albalá, con filones de orientación NE-SO encajando en monzogranitos de dos micas, atravesados por diques de aplitas, y "La Zafrilla" (nº 63) con filones de orientación NNE-SSO en los monzogranitos biotíticos de Cabeza de Araya. De morfología masiva hay que señalar el indicio de "El Castillejo" (nº 57 - Tablas 2.2 y 2.3) en monzogranitos y granitos biotíticos porfídicos del plutón de Sierra Bermeja (véase Mapa 1).

2.8.3.- Mineralizaciones de fosfatos.

Los yacimientos de fosfato del área de estudio son de dos tipos: filonianos y como diseminaciones en rocas carbonatadas del Carbonífero Inferior. Los yacimientos filonianos, de gran representación en Extremadura, están asociados a granitos y se presentan en grupos de filones que pueden ser intra o extrabatolíticos. El segundo tipo se trata de mineralizaciones estratiformes en calizas y dolomias del Carbonífero Inferior (Tournesiense-Viseense).

A - Filones de cuarzo - apatito intragraníticos y extrabatolíticos.

Las mineralizaciones filonianas de fosfatos relacionadas con granitos, se localizan únicamente en la Zona Centroibérica y se asocian a batolitos y stocks de tendencia calcoalcalina. Estos granitos presentan, a su vez, mineralizaciones de uranio (generalmente intragraníticas), así como de estaño y/o wolframio (extrabatolíticas); por ejemplo, en el batolito de Albalá.

Los principales caracteres de los yacimientos filonianos de fosfato asociados a granitos son los siguientes (Aizpurua et al., 1982):

- Normalmente se presentan en grupos filonianos bien definidos, de dirección principal NE-SO (N20°-N40°E, Figura 2.18₄) y de pequeña o mediana extensión.
- Están en relación con cuerpos graníticos de tendencia calcoalcalina, y a veces, se presentan en facies favorables (leucogranitos moscovíticos) de tendencia silico-potásica.
- Los granitos "fosfatíferos" de Extremadura presentan alto contenido en P, llegando a observarse apatito diseminado en determinadas facies.
- Suelen presentar mineralizaciones de U y de Sn-W asociadas.

- Las paragénesis de los filones son simples (las denominadas "fosforitas") y están constituidas casi exclusivamente por cuarzo y apatito en su variedad fibroso-radiada (dahllita).

Estos yacimientos encuadran en el tipo "A" mundial, según la tipología establecida en el Mapa Previsor de Mineralizaciones de Fosfatos (IGME, 1972), subtipo "Cáceres", que fué modificado por Aizpurua et al. (1982) a "subtipo Ibérico".

Los principales yacimientos de este tipo en la zona de estudio son los indicios de Malpartida de Cáceres ("Las Loberas" y "Los Barruecos"), de Trujillo ("Chiripa" y La Majada"), indicios "La Higuera-Alcuescar", "Albalá" (Tabla 2.2 - nº 37), indicio "San Alfredo" en Arroyomolinos, e indicio "Cerro Blanco" en Valdefuentes.

En posición extratolítica destaca el "Filón Abundancia" (Tabla 2.2 - nº 10) en Aldea Moret, en las proximidades de Cáceres, que tuvo gran importancia por su extraordinaria riqueza y el pequeño indicio de "La Sierrilla" (nº 61).

B - Filones y diques de cuarzo - ambligonita.

En situación intratolítica hay fosfato como ambligonita, mineral complejo de P y Li, en un cuerpo pegmatítico de dirección aproximada N-S en la cúpula del Trasquilón (Tabla 2.2 - nº 12). En situación extratolítica en las alternancias de cuarcitas y pizarras del Ordovícico Medio-Superior, hay que señalar la mina de Valdeflores (Tabla 2.2 - nº 5) en la que el fosfato se presenta también como ambligonita en filones de cuarzo.

C - Mineralizaciones no filonianas en calizas del Carbonífero Inferior.

Otros yacimientos de fosfato del Macizo Hespérico, y concretamente en Extremadura, son aquellos en los que la mineralización se presenta como diseminaciones en rocas carbonatadas del Carbonífero Inferior (Tournesiense-Viseense). Presentan una serie de características que los

diferencian del grupo anterior y que se pueden sintetizar de la siguiente forma (Aizpurua et al., 1982):

- Son mineralizaciones no filonianas.
- Las rocas encajantes son calizas y dolomías del Carbonífero Inferior (Tournesiense - Viseense).
- Estas mineralizaciones se encuentran en su mayoría relacionadas con procesos kársticos.
- Las *paragénesis* frecuentemente son monominerales, ya que están constituídas casi exclusivamente por fosfato (variedad colofana), de textura coloforme y botroidal, y gangas de arcillas y calcita.
- Se trata probablemente de mineralizaciones singenéticas de fosfato, que presentan un carácter epigenético debido a removilizaciones hacia zonas de fractura. El ejemplo típico, a pocos kilómetros de la zona de estudio, es la mina de "El Caracol" en Aliseda, y pertenecientes a este tipo son, en parte, las mineralizaciones de Aldea Moret en Cáceres (Tabla 2.2 - nºs 6, 9 y 10), situadas en las calizas y dolomías del Carbonífero Inferior (Tournesiense-Viseense) del sinclinal de Cáceres.
- El origen de estas mineralizaciones es un tema todavía en discusión. Por una parte, su proximidad al granito de Cabeza de Araya puede hacer pensar en una cierta relación genética con aquél, pudiendo haber sido él mismo portador de la mineralización de fosfato, o bien agente removilizador de una mineralización singenética de fosfato que existiera en las formaciones carbonatadas del Carbonífero Inferior.

2.8.4.- Mineralizaciones de litio.

El litio pertenece al subgrupo de los metales alcalinos y aparece formando aluminosilicatos y fosfatos. Los principales minerales de interés

económico son: espodumena (8% de Li), lepidolita (7.7%), petalita (4.9%), ambligonita (10.2%) y eucryptita (11.9%), (Norton, 1973).

En la zona de estudio, la mayor parte del Li se encuentra asociado a pegmatitas (Gallego, 1992) en relación con intrusiones graníticas evolucionadas, o bien en filones extratolíticos, por ejemplo en Valdeflorez (Cáceres). Se pueden diferenciar los siguientes tipos:

A - Filones y diques de cuarzo - ambligonita intragraníticos.

En la zona de estudio los yacimientos de litio se encuentran junto con mineralizaciones de estaño y de fosforita en situación intragranítica o extratolítica. Los dos más significativos son; las pegmatitas litiníferas de la cúpula granítica de "El Trasmilón" (nº 12), y la mina de "Valdeflorez" (Tabla 2.2 - nº 5) situada en el paleozoico del sinclinal de Cáceres. Ambos tienen en común que el litio se presenta en la ambligonita.

En El Trasmilón, la mineralización de Li se concentra en filones y diques constituidos por cuarzo, ambligonita (Figura 2.13), junto con feldespato potásico, albita y casiterita minoritaria. Presenta altos contenidos en Li, Rb, Cs, Ga, Sn, Nb y Ta, y por el contrario, bajos en Ba, Sr e Y, lo que permite considerarlo como un granito "fértil". Además, el granito muestra un empobrecimiento en Tierras Raras pesadas, posiblemente como resultado de su fraccionamiento en zircón en las fracciones magmáticas precursoras (Gallego, 1992).

El origen de la mineralización estaría relacionado con fluidos hidrotermales ligados al proceso de greisenización de la cúpula. La incorporación de P a estos fluidos para dar origen a la ambligonita, puede ser debida al lixiviado de importantes cantidades de P contenidas en los feldespatos primarios (Gallego op.cit.), o bien al existente en las rocas encajantes.

B - Filones de cuarzo - ambligonita - montebrasita extrabatolíticos.

La principal mineralización representante de este tipo es la mina de "Valdeflorez", (Tabla 2.2 - nº 5) situada a unos 3 km al SE de Cáceres, en el paraje denominado Sierra de la Mosca. La mineralización se presenta en dos grupos de filones de orientaciones N30°E y buzamiento 70°-80° NO, y N60°E buzando 70°SE. El desarrollo de bolsadas métricas de ambligonita es congruente con la cinemática de las fracturas rellenas por los filones, pues se forman preferentemente en las zonas de intersección del primer grupo de filones (N30°E) con movimiento dextro y el segundo (N60°E) con movimiento senestro, el cual se presenta como un sistema de "venas pinnadas" (pinnate veins), asociadas al haz principal (N30°E). Santos y Medina (1978) citan también un grupo de filones mineralizados de orientación N150°E buzando 40° al SO.

La paragénesis está compuesta principalmente por ambligonita-montebrasita, cuarzo y casiterita. Como minerales accesorios se encuentran: feldespatos potásicos, apatito, zircón y rutilo. La ambligonita-montebrasita se presenta como grandes cristales subidiomorfos a alotriomorfos fracturados, con turquesa y con un intenso maclado polisintético. En este yacimiento predomina la montebrasita sobre la ambligonita, lo que es un rasgo distintivo de esta mineralización (Gallego, 1992). Los procesos de alteración son bastante intensos, con neoformación de turquesa a partir de ambligonita, así como una asociación de cuarzo y micas litiníferas. El origen de la mineralización es un tema de debate. Podría estar relacionado con los fluidos hidrotermales derivados de alguna cúpula granítica existente en profundidad (similar a El Trasquilón), o bien, el P contenido en las rocas encajantes, haber sido lixiviado e incorporado a las celdas hidrotermales convectivas, en cuyo caso el papel de los granitos se restringiría a un foco térmico, que favorecería el desarrollo de flujo hidráulico manteniendo en funcionamiento dichas celdas.

2.8.5.- Mineralizaciones de barita.

La barita en Extremadura ha sido explotada en pequeñas operaciones mineras de filones individuales o grupos de filones, siempre condicionadas por las situaciones de mercado.

A - Filones de cuarzo - baritina (q-Ba) intragraníticos.

En la zona de estudio la única explotación de barita que hay que señalar es la mina "Asperilla o Fuente Feliz" (Tabla 2.2 - nº 50), situada en el límite entre los términos de Arroyomolinos y Almoharín. En esta mina se explotó un filón subvertical de cuarzo-baritina, con cantidades accesorias de galena y piritita (asociación q-Ba), encajado en monzogranitos de dos micas. La potencia del filón es de unos 4 metros, aunque la zona mineralizada en barita oscila entre 0.8 y 1.5 metros. El conjunto de filones que constituye el "campo filoniano" con baritina rellena fallas de extensión con orientaciones ENE-OSO y NE-SO (Figura 2.18₂).

Estudios recientes sobre la geometría y distribución de los filones con barita en la zona, señalan que los filones se distribuyen en grupos, con potencias que obedecen leyes de escalado fractal. Los espaciados muestran distribuciones log-normales o exponenciales negativas, lo que puede ser debido a la intervención de procesos aleatorios en la distribución de los mismos, a irregularidades de las venas, o bien que la distribución de los grupos de filones está en parte condicionada por la influencia de algún accidente estructural de mayor rango. Este podría ser el caso, ya que es notable la influencia en la zona de la mina, de una falla de extensión de dirección NE-SO de gran importancia y magnitud.

B - Filones de cuarzo - óxidos de Fe - baritina (Pb) extrabatolíticos.

A este grupo pertenece el indicio denominado "La Mina" (Tabla 2.2 - nº68) al NE de Alcollarín. Son filones de orientación N20°E en el CEG y aunque por su riqueza en óxidos de Fe (hematites y limonita) podría considerarse

un indicio de Fe, su asociación mineral con baritina, galena y pirita aconsejan su inclusión en este grupo.

Por consiguiente los filones de baritina rellenan idénticas estructuras (fallas de extensión) que las de los restantes grupos filonianos mineralizados en Sn, W, U, P relacionados con granitos, y se presentan en situación espacial intra o extratolítica.

2.8.6.- Mineralizaciones de zinc – plomo – plata - cobre.

La clasificación propuesta por Palero et al. (1985) para las mineralizaciones tipo BPGC de la alta Extremadura, en particular los dos tipos reconocidos en la zona de estudio: 1) mineralizaciones relacionadas con zonas de cizalla y 2) Venas de distribución irregular en el exocontacto del stock granítico de Plasenzuela, ha sido utilizada como base para la caracterización de algunas de las mineralizaciones del área. No obstante en este trabajo, y en base a los datos que actualmente se poseen, es preferible establecer una tipología para estas mineralizaciones, en función de los minerales dominantes en las paragénesis, puesto que la mayoría ocupan estructuras de segundo orden, en forma de removilizaciones o rellenos de fracturas, pero relacionadas con zonas de cizalla.

A - Mineralizaciones de esfalerita mayoritaria, relacionadas con zonas de cizalla.

Estos yacimientos se presentan como filones subparalelos a la esquistosidad principal hercínica. Se trata de mineralizaciones irregulares, fundamentalmente de esfalerita, asociadas a bandas de cizalla que pueden ser congruentes o posteriores con la fase principal de deformación. Estas mineralizaciones llevan asociadas una fuerte silicificación y encajan principalmente en el CEG.

El yacimiento más representativo de este grupo es el de San Roque (Tabla 2.2 - nº 58), en el término de Aldeacentenera, el cual está constituido, al menos, por cuatro cuerpos filonianos - bandas de rocas fuertemente silicificadas y deformadas - encajando en materiales pizarroso-cuarcíticos del CEG. La dirección de las bandas filonianas es N160°-170°E con buzamientos entre 60° y 70° al oeste.

La paragénesis está formada por esfalerita, que es el sulfuro más abundante, galena, y en menor cantidad pirita, marcasita, calcopirita, pirrotina y boulangerita. La ganga es de cuarzo mayoritariamente, aunque también se encuentran carbonatos de carácter más accesorio.

Otro indicio perteneciente al mismo tipo es el de Retamosa (Tabla 2.2 - nº 66).

B - Mineralizaciones de Zn - Pb - Ag , como removilizaciones en venas irregulares, relacionadas con zonas de cizalla.

Se incluyen en este grupo los indicios que se encuentran en el exocontacto oeste del stock de Plasenzuela, encajando en rocas del CEG. Las paragénesis son bastante complejas, con abundante siderita y sulfoantimoniuros de Pb-Ag. Pertenecen a la asociación q.C-Zn-Pb-Ag y se caracterizan por su alto contenido en Ag. El indicio más representativo es la mina "Serafina" (Tabla 2.2 - nºs 13,14 y 15) y los más importantes de este grupo, que se concentran en el borde oeste de Plasenzuela, son "Casa Blanca-Horco de Arriba" (Tabla 2.2 - nº 16), "Petra" (nº 17), "La Arrebatada" (nº 18), "La Liebre" (nº 19), "La Sevillana" (nº 20), "La Minilla" y "El Carmen" (nº 64) y "Las Golondrinas" (nº 65).

Este conjunto de mineralizaciones que se encuentra ocupando estructuras de segundo orden, en forma de removilizaciones, probablemente está relacionado con una importante banda de deformación (la cizalla de Magasca-Montánchez), que tendría una dirección nortada (NO-SE) y con la que, al menos espacialmente, se encuentran relacionados un numeroso conjunto de mineralizaciones (Figuras 2.16 y 2.17).

En el extremo norte de la misma se sitúan los, insuficientemente conocidos, grupos filonianos con mineralización de plata de las proximidades de Santa Marta de Magasca (Tabla 2.2 - nº 62). La zona de cizalla se prolongaría por el oeste del stock de Plasenzuela, donde se encuentran los ya mencionados indicios de Pb-Ag-Zn, y la extensión sur de la banda de deformación está bien representada por el granito deformado de Montánchez. Esta banda de deformación como ya se ha indicado anteriormente (sección 2.7), tiene una clara expresión como una zona de alta densidad de fracturas (Figuras 2.16 y 2.17).

C - Mineralizaciones de Pb – Zn - Cu en filones de relleno de fracturas tardías.

Las mineralizaciones de Pb-Zn-Cu son las más frecuentes en Extremadura, aunque en la zona de estudio no son muy abundantes. Son los clásicos filones de cuarzo con carbonatos y a veces baritina, que rellenan generalmente fallas de extensión y cuyas texturas son de relleno de espacios abiertos. A veces, tienen un importante desarrollo longitudinal y presentan la paragénesis típica BPGC (esfalerita-pirita-galena-calcopirita), con mayor o menor abundancia de alguno de los componentes. Los indicios intragraníticos más representativos en la zona de estudio son "Torrequemada" (Tabla 2.2 - nº 26) y "Pajarilla" (nº 27) en el extremo norte del batolito de Albalá, cerca de la localidad de Torremocha, y el extrabatolítico de "La Quiniela" (nº 28), al sur de Botija.

Con mayor enriquecimiento en cobre, destacan la mina de "La Favorita" (Tabla 2.2 - nº 67) situada al norte del yacimiento de San Roque (nº 58), en la que la mineralización filoniana, constituida por calcopirita y pirita en ganga de cuarzo y carbonatos, rellena fracturas tardihercínicas de orientación NNE-SSO, y el indicio "Lourdes" (nº 51) situado al noreste de Escorial.

2.8.7.- Mineralizaciones de antimonio.

El antimonio se presenta en un gran número de especies minerales, pero se obtiene principalmente a partir de sulfuros como la estibina. Se asocia frecuentemente a otros elementos, como Pb, Zn, Cu, Au ("Mina Mari Rosa" en Valencia de Alcántara, Cáceres), As, Hg, W ("Mina San Antonio" en Badajoz).

En Extremadura están representadas las siguientes asociaciones minerales (Gumiel, 1983):

- Asociación cuarzo - estibina (q-Sb)
- Asociación cuarzo - estibina - oro (q-Sb-Au)
- Asociación cuarzo - carbonatos - estibina - esfalerita - oro
- Asociación cuarzo - estibina - scheelita

De estas asociaciones sólo la primera está representada en la zona de estudio (véase Mapa 1).

A - Filones de cuarzo-estibina (q-Sb).

En Extremadura los filones de cuarzo - estibina se presentan de forma muy dispersa y en pequeño número. El propio carácter migratorio del antimonio hace que estas mineralizaciones se encuentren generalmente aisladas en las rocas encajantes en las aureolas externas de los granitos, aunque en ocasiones, se sitúan en las proximidades de cuerpos intrusivos.

En la zona de estudio solo hay un indicio de antimonio, el "Grupo Minero Suerte" en Aldeacentenera (Tabla 2.2 - nº 59), el cual según su paragénesis, pertenece a la asociación cuarzo-estibina (q.Sb), constituida casi exclusivamente por cuarzo y estibina. Se encuentra algo de berthierita minoritaria que se presenta como inclusiones en la estibina, junto con arsenopirita y pirita escasas, (Gumiel, 1983). Se trata de una mineralización filoniana, con filones de orientación N90°-100°E y buzamientos subverticales, encajados en pizarras y grauvacas del CEG.

2.- Geología

Tabla 2.3.- Indicios de minerales metálicos y energéticos (N^{os} de Hojas a escalas 1/200.000 y 1/50.000 del M.T.N. Cuadrícula U.T.M -metros - HUSO 29).

Nº	HOJA 200.000/Nº	HOJA 50.000	LOCALIDAD	X (UTM)	Y (UTM)	SUST.	NOMBRE DE INDICIO / MINA
1	51-44	704	Cáceres	719550	4371700	Sn	La Maruta
2	51-43	704	Cáceres	718700	4370700	Sn	La Maruta
3	51-40	704	Malpartida	718700	4370100	P	Las Loberas
4	51-45	704	Cáceres	719650	4370700	P	Cáceres
5	51-50	704	Cáceres	729250	4371320	Sn-P-Li	Valdeflores, Q-Ambligonita
6	51-46	704	Cáceres	724300	4369000	P	Aldea Moret
7	51-39	704	Malpartida	716900	4367600	P	Los Barruecos-Malpartida
8	51-42	704	Cáceres	719200	4368000	Sn	El Acebuche
9	51-47	704	Cáceres	725500	4368350	P	Aldea Moret
10	51-48	704	Cáceres	726000	4367050	P	Aldea Moret - Filón Abundancia
11	51-41	704	Cáceres	718950	4366400	W	Las Breñas
12	51-49	704	Cáceres	726600	4364250	Sn-Nb-Ta-Li	El Trasquilón
13	51-53	705	Plasenzuela	753000	4372800	Pb-Ag-Zn	La Serafina
14	51-53	705	Plasenzuela	752800	4372300	Pb-Ag-Zn	La Serafina
15	51-53	705	Plasenzuela	752600	4372900	Pb-Ag-Zn	La Serafina
16	51-54	705	Cáceres	752280	4367000	Pb-Zn-Ag	Casa Blanca - Horco de Arriba
17	51-59	705	Plasenzuela	752150	4365700	Zn-Pb-Sb-Ag	Petra
18	51-58	705	Plasenzuela	751200	4365850	Zn-Pb	La Arrebatada
19	51-60	705	Plasenzuela	752900	4364600	Zn-Pb-Cu	La Liebre
20	51-57	705	Plasenzuela	751100	4364300	Zn-Pb-Cu	La Sevillana
21	51-29	679	Trujillo	768500	4380040	W	Los Alargos
22	51-61	705	Trujillo	765100	4374800	Sn	El Terruco
23	52-21	705	Trujillo	771400	4375700	Sn	Mina Belén
24	51-63	705	Trujillo	771050	4372100	P	Chiripa - Dehesa de Huertezuelos
25	51-62	705	Trujillo	767400	4369000	P	La Majada
26	51-51	704	Torrequemada	739600	4359850	Pb-Zn	Torrequemada
27	51-52	704	Torremoncha	740080	4359900	Pb	Pajarilla
28	59-45	730	Botija	754900	4357550	Pb	La Quiniela
29	59-29	729	Torremoncha	737100	4355050	U	Cabeza Gorda
30	59-35	730	Torremoncha	743750	4354220	W	Las Tinieblas
31	59-33	730	Albalá	743600	4353400	W	Este de Albalá
32	59-26	729	Casas de don antonio	732900	4347200	W	Filones peribatólitos del Batolito de Albalá
33	59-27	729	Casas de don antonio	730500	4346800	Sn	Casas de Don Antonio

2.- Geología

Tabla 2.3.- Indicios de minerales metálicos y energéticos (Continuación).

34	59-28	729	Alcuescar	737050	4346800	P	La Higuera - Alcuescar
35	59-30	729	Albalá	739600	4348500	U	Los Ratones
36	59-31	729	Albalá	740200	4347500	U-P	La Carretona
37	59-32	729	Albalá	740750	4348350	P-U	Albalá - La Perdices
38	59-43	730	Valdefuentes	747800	4350750	P	Cerro Blanco - Valdefuentes
39	59-36	730	Montanchez	743400	4346700	Sn-W	Blanquillo
40	59-37	730	Montanchez	743150	4346100	Sn-W	Oeste de Montanchez
41	59-38	730	Montanchez	743350	4344100	Sn-W	Oeste de Montanchez
42	59-39	730	Montanchez	743500	4343900	Sn	El Tomillar
43	59-39	730	Montanchez	743800	4343600	Sn	El Tomillar
44	59-41	730	Montanchez	746750	4344900	Sn	Peñablanca
45	59-41	730	Montanchez	747200	4344950	Sn	Peñablanca
46	59-40	730	Arroyomolinos	747100	4341700	P	San Alfredo
47	59-42	730	Arroyomolinos	749450	4341450	Sn	Sur Herrumbosa - La Quebrada
48	-	730	Arroyomolinos	750500	4341800	Sn	El Estrechamiento - La Zapatilla
49	-	730	Arroyomolinos	750800	4340050	Sn	La Dilatación
50	59-44	730	Arroyomolinos	751450	4340300	Ba-(Pb)	La Asperilla
51	60-1	731	Escurial	772500	4343600	Pb-Zn-Cu	Lourdes
52	59-52	753	Almoharín	756100	4337700	Sn-W	El Sextil
53	59-51	753	Almoharín	754450	4333650	Sn	Sopetran
54	59-48	753	Almoharín	748650	4332300	W-Sn-As	Los Llanillos
55	59-49	753	Almoharín	750200	4331750	W-Sn-As	Próximos a la Mina de La Parrilla
56	59-50	753	Almoharín	751350	4331150	W-Sn-As	La Parrilla
57	59-47	753	Arroyomolinos	745300	4326400	U	El Castillejo
58	52-13	680	Berzocana	796500	4382250	Zn(Pb)	San Roque
59	52-12	680	Aldeacentenera	791550	4381850	Sb	Grupo Minero Suerte
60	59-34	730	Torremocha	743700	4353650	U	Torremocha
61	-	704	Cáceres	725400	4373800	P	La Serrilla
62	-	704	Cáceres	750600	4377570	Ag-(Pb)	Santa Marta de Magasca
63	51-28	678	-	715250	4376400	U	La Zafrilla
64	51-55	705	Cáceres	750060	4364600	Pb-Zn	La Minilla - El Carmen
65	51-56	705	Cáceres (Botija)	750070	4362200	Pb-Zn-Ag	Las Golondrinas
66	52-14	680	Retamosa	790640	4380410	Pb	-
67	52-15	680	Retamosa	797400	4380290	Cu	La Favorita - San Gregorio
68	60-2	731	Alcollarín	780250	4340950	Fe-Ba-(Pb)	La Mina

2.9.- Rocas industriales.

En lo que se refiere a materiales industriales, Extremadura presenta una actividad importante dentro de los grupos de áridos naturales o de machaqueo y de las rocas ornamentales, especialmente los granitos. Mientras los primeros están relacionados con la realización de obras civiles y redes viarias, los segundos han adquirido en los últimos años un gran auge y su porvenir es muy esperanzador. Por esta razón, y dados los objetivos de la Tesis, tan solo se han analizado las explotaciones industriales de los granitos, resaltando el gran potencial que éstos representan en el sector de rocas ornamentales. Para la realización de esta sección se han tenido en cuenta las explotaciones actualmente activas, algunas inactivas y los indicios que podrían tener en un futuro próximo interés industrial. No figuran en la descripción ni los fosfatos ni la barita, ya que se han incluido en el capítulo de yacimientos minerales debido a que, aunque estas sustancias se catalogan como minerales industriales, normalmente van asociadas a paragénesis metálicas, o dan lugar, como es el caso de los fosfatos, a yacimientos tipo (por ejemplo, las fosforitas).

En este apartado se presenta un listado de explotaciones e indicios (Tabla 2.4), donde figura un número de referencia, la situación en las hojas topográficas a escala 1:200.000 y 1:50.000, la localidad, sus coordenadas UTM (en metros) y por último la sustancia de la que se trata y su utilización.

En la zona de estudio se han diferenciado dos áreas de interés:

- Área del batolito de Cabeza de Araya
- Área de Trujillo - Montánchez

El área del batolito de Cabeza de Araya es una zona de gran extensión, situada al oeste de la provincia de Cáceres y en el extremo NO del Mapa 1. Es de gran interés ornamental y corresponden a granitos de grano grueso y muy grueso. Las variedades son normalmente en tonos grises con tinciones en tonos beige debido a la alteración de los feldespatos. En

la zona de estudio se presentan las siguientes variedades (Junta de Extremadura, 1992):

- *Blanco Cáceres*, en el término municipal de Casar de Cáceres. Se trata de un leucogranito biotítico, de color blanco-amarillo, con tamaño de grano medio a grueso y homogéneo en color y textura (Indicio nº 1 en la Tabla 2.4)
- *Blanco Extremadura*, en el término municipal de Casar de Cáceres. Se trata de un granito biotítico-moscovítico con cordierita de color blanco y grano grueso a muy grueso. (Indicio nº 2).
- *Blanco Malpartida*, en el término municipal de Malpartida de Cáceres. Se clasifica como un granito de dos micas de grano medio a grueso y color blanco grisáceo. (Indicio nº 3).

El área de Trujillo - Montánchez, está formada por los plutones de Trujillo, Plasenzuela, Albalá-Montánchez, Santa Cruz, Zorita, Zarza y Alijares. Se trata también de un área con un alto potencial, no sólo por las canteras en explotación, sino por las nuevas variedades en vías de investigación. Se encuentran en este área las siguientes variedades:

- *Azul Extremadura - Azul Molano*, en el término municipal de Salvatierra de Santiago. Se trata de un granito clasificado como una granodiorita biotítica de color gris azulado y grano medio a fino, diferenciándose una de otra por el tamaño de grano, ligeramente mayor el de la segunda. (Indicios nºs 4 y 5 en la Tabla 2.4).
- *Azul Platino Trujillo*, en el término municipal de Trujillo y situado en el plutón de Plasenzuela. Se trata de un granito algo porfídico de dos micas y de grano medio a grueso, homogéneo, de color gris azulado y algo violáceo (su antiguo nombre comercial era Violeta Trujillo). (Indicios nºs 6 y 7).
- *Blanco Alcuéscar* en el término municipal de Alcuéscar en la zona sur del plutón de Albalá. Se trata de un granito porfídico de dos micas, de color blanco y grano fino a medio, con megacrístales de feldespatos de hasta 6 cm. (Indicio nº 8).
- *Gris Miajadas*, en el término municipal de Escurial y perteneciente al macizo granítico de Alijares. Se clasifica como cuarzdiorita de color

gris oscuro con tonos azulados y tamaño de grano medio, con megacristales aislados de algunos centímetros. Este granito ha sido cartografiado al norte de la localidad de Miajadas y no está siendo aún explotado. (Indicio nº 9).

- *Grueso II*, en el término municipal de Montánchez, al oeste de dicha localidad. Se trata de un granito porfídico de dos micas, situado en el plutón de Albalá-Montánchez. Es de color gris claro y de grano medio a grueso, con megacristales de feldespatos irregularmente distribuidos. Este granito no está aún explotado, pero sí reconocido por sondeos en algunos lugares (plutón de Albalá). (Indicio nº 10 en la Tabla 2.4).
- *Verde Lagarto* en el término municipal de Almoharín y perteneciente al macizo granítico de Alijares. Se clasifica como un granito moscovítico de color gris y tamaño de grano fino, muy homogéneo de color y textura. No está en explotación. (Indicio nº 11).

Otra explotación de granito es, por ejemplo, el granito moscovítico caolinizado de El Trasquilón (Cáceres) cuya facies fué explotada hace tiempo para la obtención de caolín (Indicio nº 12 - Tabla 2.4).

Por último, en la carretera de Monroy a Trujillo, en el paraje denominado "Dehesa de la Solana", al norte de Santa Marta de Magasca (indicio nº 13 - Tabla 2.4), existe una cantera para áridos en la que se ha explotado un dique de pórfidos graníticos, y que se ha utilizado en la construcción de las carreteras locales. Actualmente la explotación está inactiva.

Tabla 2.4.- Explotaciones de rocas industriales y ornamentales (N^{os} de Hojas 1/200.000 y 1/50.000 del M.T.N. Cuadrícula U.T.M - metros - HUSO 29)

NÚMERO	HOJA 200.000	HOJA 50.000	LOCALIDAD	X (UTM)	Y(UTM)	SUSTANCIA	UTILIZACIÓN
1	51	678	Casar de Cáceres	719000	4379300	Granito	Ornamental
2	51	678	Casar de Cáceres	717500	4387000	Granito	Ornamental
3	51	704	Malpartida de Cáceres	720000	4370500	Granito	Ornamental
4	59	730	Salvatierra de Santiago	751880	4351870	Granito	Ornamental
5	59	730	Salvatierra – Zarza	750800	4351200	Granito	Ornamental
6	51	705	Trujillo – Plasenzuela	755200	4367250	Granito	Ornamental
7	51	705	Trujillo – Plasenzuela	756000	4366500	Granito	Ornamental
8	59	729	Alcuescar – Albalá	740830	4342680	Granito	Ornamental
9	59	730	Aljares – Escorial	766600	4342800	Granito	Ornamental
10	59	729	Montánchez	742800	4347500	Granito	Ornamental
11	59	730	Aljares – Almoharín	756500	4342000	Granito	Ornamental
12	51	704	El Trasquilón – Cáceres	727100	4364200	Granito	Caolín
13	51	679	Sta.Marta de Magasca	751700	4382400	Pórfido Gr.	Áridos

ABRIR CAPÍTULO 3

