

**Mapa Geológico
y de Recursos Minerales del
Sector Centro – Occidental
de Extremadura
(escala 1:100.000)**

Autores:

**PABLO GUMIEL, ROCÍO CAMPOS,
VICTORIO MONTESERÍN, FÉLIX BELLIDO**

y la colaboración de
CECILIO QUESADA y MANUEL LOMBARDERO

© JUNTA DE EXTREMADURA

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Imprime: Gráficas Muriel, S. A.

Depósito Legal:

ISBN:

Esta publicación ha sido editada por la:

Consejería de Economía, Industria y Comercio de la JUNTA DE EXTREMADURA.

Siendo su Consejero el Excmo. Sr. D. MANUEL AMIGO MATEOS

Bajo la dirección y supervisión del Ilmo. Sr. D. Alfonso Perianes Valle, D. Pedro García Isidro, D. Alfonso de las Llanderas López y D. Carlos Alcalde Molero, de la Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas.

La ejecución corrió a cargo de CARTOGRAFÍA MADRID, S. A.

PRESENTACIÓN

Extremadura es una región que tiene un gran potencial minero, tanto en el sector de las rocas y minerales industriales, como en minerales metálicos, no metálicos y gemas, tal y como lo atestigua el gran numero de yacimientos e indicios minerales que se encuentran en su territorio.

Uno de los objetivos prioritarios para la Junta de Extremadura, dentro de sus competencias en materia de minería, es el de poner de manifiesto el inventario y el aprovechamiento de los recursos mineros propios, así como la ordenación y mejora del sector minero actual. En este sentido, esta Dirección General considera de gran interés para la investigación, evaluación y ordenación de los recursos, disponer de una infraestructura geológica y minera que refleje la variedad de sustancias minerales, de cuáles se puede disponer y cuál es su potencial minero.

Dentro de esta política, en el año 1987, fueron publicados por la Junta de Extremadura, el MAPA GEOLÓGICO-MINERO DE EXTREMADURA, el MAPA HIDROGEOLÓGICO DE EXTREMADURA, así como el libro de LA MINERÍA EN EXTREMADURA, que fueron las bases para la programación de los siguientes proyectos y publicaciones realizadas por esta Dirección.

Además de la realización de proyectos y publicaciones de tipo general, se han hecho publicaciones temáticas sobre aspectos concretos de los recursos, variedades y potencial de esta Comunidad; por ejemplo, el ATLAS DE ROCAS ORNAMENTALES DE EXTREMADURA Y MINERALES GEMOLÓGICOS DE EXTREMADURA. En este sentido quiero resaltar también los trabajos específicos realizados sobre las rocas y minerales industriales de la Comunidad y que han sido difundidos en soporte informático, en particular sobre la PIEDRA NATURAL DE EXTREMADURA, así como los proyectos desarrollados por el INTROMAC. Igualmente quiero resaltar los trabajos, actualmente en curso, encaminados por esta Dirección para la actualización del Mapa Metalogenético de Extremadura, a través de fondos FEDER-CICYT y desarrollados por el IGME.

Como complemento entre la información general y temática, se encuentran aquellos trabajos encaminados a aglutinar la información existente y que al mismo tiempo aporten nuevos conocimientos con los que poder contar para llevar a cabo una mejor planificación y coordinación de los futuros trabajos a desarrollar.

En este sentido, esta Dirección General publicó el MAPA GEOLÓGICO Y DE RECURSOS MINERALES DEL SECTOR CENTRAL DE EXTREMADURA A ESCALA 1:100.000 en el año 1998, y hoy cuatro años más tarde, presentamos EL MAPA GEOLÓGICO Y DE RECURSOS MINERALES DEL SECTOR CENTRO-OCCIDENTAL DE EXTREMADURA A ESCALA 1:100.000 que es la prolongación del anterior. Con estos mapas se ha cubierto la Geología y los Recursos Minerales de 23 Hojas a escala 1:50.000 del Sector Central de la Comunidad, lo que ha supuesto una mejora considerable en el conocimiento geológico y minero de toda la zona.

Para la realización de ambos mapas se ha contado con un equipo de expertos dirigidos por el Dr. D. Pablo Gumié Martínez: D. Victorio Monteserín López, el Dr. D. Félix Bellido Mulas, D. Cecilio Quesada Ochoa y D. Manuel Lombardero Barceló, del IGME y la Dra. Dña. Rocío Campos Egea, del CIEMAT. Quiero resaltar la importancia que tiene que ambos trabajos hayan sido realizados por el mismo equipo. La experiencia adquirida en el primer mapa ha servido mucho para el mejor desarrollo de los trabajos llevados a cabo en el segundo.

El Dr. D. Pablo Gumiell lleva trabajando 25 años en la Geología y los Recursos Minerales de Extremadura y como él mismo dice y lleva a gala decirlo, se considera “extremeño de adopción”; empezó trabajando en la mina de antimonio de San Antonio cuando realizaba su Tesis Doctoral en la zona, y sin duda ésta es una de las razones por las que el mapa que hoy presentamos tiene un gran significado para él. Posteriormente trabajó en yacimientos de estaño y wolframio estableciendo una de las primeras clasificaciones tipológicas, ha seguido realizando estudios de detalle de fracturación y mineralizaciones en la mina de La Parrilla y en los últimos años ha llevado a cabo varios trabajos de investigación relacionados con las mineralizaciones de oro de La Codosera y en particular sobre el control estructural de este tipo de yacimientos. Es también profesor asociado del Departamento de Geología de la Universidad de Alcalá.

La Dra. Dña. Rocío Campos Egea también conoce bien la zona, realizó su Tesis Doctoral sobre la aplicación de la gravimetría a la modelización de los granitos del Sector Central de Extremadura y su relación con las mineralizaciones asociadas. Ha llevado a cabo numerosos proyectos de geofísica en Extremadura, aplicando diferentes métodos siempre enfocados a la prospección minera y entre ellos destaca la gravimetría estructural en el batolito de Alburquerque, la cual se enmarcó en un proyecto cofinanciado por la DGXII de la CEE. Actualmente desarrolla su carrera profesional en el CIEMAT.

D. Victorio Monteserín López con una experiencia acumulada de más de 25 años, y una solvencia profesional altamente demostrada, es un experto en cartografía geológica. Actualmente es el coordinador y supervisor de las Hojas Geológicas del Plan MAGNA realizadas por el IGME en la zona, conoce la geología extremeña y su problemática y en su larga carrera profesional cuenta con la ejecución de más de 25 Hojas Geológicas.

El Dr. D. Félix Bellido Mulas es un petrólogo de reconocida solvencia, tanto a nivel nacional como internacional. Cuenta probablemente con la mejor base de datos petrológicos del Macizo Hespérico y su aportación en el estudio de los diferentes conjuntos magmáticos y en la síntesis petrológica del Mapa ha sido fundamental.

6

D. Cecilio Quesada Ochoa con 25 años de experiencia en la geología del Macizo Hespérico, es uno de los geólogos que mejor conoce la Zona de Ossa Morena y su marco geotectónico. Ha publicado numerosos artículos en revistas nacionales e internacionales sobre el significado geotectónico de dicha zona, habiéndose reconocido su prestigio tanto nacional como internacionalmente. Su dilatada experiencia y su conocimiento global de la zona hace que su colaboración haya sido indispensable en la elaboración de este Mapa y su correspondiente memoria.

Finalmente, D. Manuel Lombardero Barceló tiene una dilatada experiencia en rocas y minerales industriales, ha trabajado en numerosos proyectos nacionales e internacionales relacionados con el tema y su contribución en este campo es muy significativa.

El Mapa que aquí se presenta tiene importantes significados. En primer lugar, la situación de la zona en el límite entre las Zonas Centroibérica y Ossa Morena del Macizo Hespérico. Seguidamente, su encuadre geotectónico, ya que los materiales están afectados por la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, y finalmente las implicaciones metalogénicas, principalmente por las mineralizaciones de antimonio de la zona (las más importantes de Europa) y las de oro de La Codosera.

En esta publicación, que consta del Mapa y una Memoria, se ha realizado por primera vez una cartografía geológica que pone de manifiesto que la zona pertenece a Ossa Morena por el Sur y a Centroibérica en el resto. Tras una descripción estratigráfica detallada, se realiza un estudio petrológico y una caracterización geoquímica de las unidades ígneas, un estudio estructural que pone de relieve la importancia de la fracturación tardihercínica de cara a las mineralizaciones, un estudio gravimétrico en torno al batolito de Alburquerque con la modelización de varios perfiles gravimétricos, y finalmente una puesta al día de las características geológicas y metalogénicas de los yacimientos minerales de la zona, enfatizando los de antimonio (mina San Antonio) y oro (La Codosera) y las explotaciones de rocas y minerales industriales, alguna de las cuales adquiere considerable importancia en la zona (por ejemplo las pizarras de Villar del Rey).

Estamos completamente convencidos de que esta publicación, que completa la línea ya iniciada con la del anterior Mapa, por sus características será de gran interés para los profesionales del sector, a la hora de extraer la información necesaria que sirva como base para investigaciones de detalle de los recursos de Extremadura, y dar a conocer, como indica Pablo Gumié, que Extremadura es una Provincia Metalogénica de gran importancia, con un potencial y variedad tipológica de yacimientos minerales que la hacen una de las áreas estratégicas de mayor interés dentro de las que componen el Macizo Hespérico.

Sirva además esta publicación para conocer un poco más esta Comunidad, sus tierras y sus gentes.

D. Alfonso Perianes Valle

Director General de Ordenación Industrial, Energía y Minas

INTRODUCCIÓN

El Mapa Geológico del Sector Centro-Occidental de Extremadura a escala 1: 100.000 que se presenta, surge por la necesidad de prolongar hacia el oeste el Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura realizado por la Junta de Extremadura en 1998. Este Mapa, como el anterior, supone una actualización del grado de conocimiento actual de la geología y de los recursos minerales de este área de Extremadura, en la que confluyen el interés geológico y el económico: el primero derivado principalmente de la situación geotectónica de la zona y de los avances en el conocimiento geológico, estructural y metalogenético de la franja sur del Mapa (límite entre dos importantes zonas, la Zona Centroibérica y la Zona Ossa Morena) y el segundo directamente relacionado con los yacimientos minerales (Sb, Au, W, Sn, P, U) y con la explotación de rocas industriales (pizarras, granitos y rocas básicas).

La publicación de este Mapa, como la del anterior, ha sido financiada por la Junta de Extremadura, a través de la Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas, de la Consejería de Economía, Industria y Comercio.

La infraestructura geológica con la que se ha contado proviene básicamente de la Cartografía a escala 1:50.000 (MAGNA) publicada por el IGME, de la consulta de tesis doctorales y publicaciones principalmente de las Universidades de Salamanca, Granada, Complutense de Madrid y Autónoma de Barcelona, de trabajos publicados por la Junta de Extremadura, así como de diversos informes, unas veces publicados y otras inéditos del Fondo Documental del IGME:

- En primer lugar, se ha partido de la infraestructura geológica existente, utilizando la cartografía geológica de las 11 Hojas a escala 1:50.000 que cubren la zona y que son las siguientes: números 674-675 (Sever-Santiago de Alcántara), 676 (Membrio), 677 (Brozas), 701 (Valencia de Alcántara), 702 (San Vicente de Alcántara), 703 (Arroyo de la Luz), 726 (El Pino), 727 (Alburquerque), 728 (Puebla de Obando), 750 (Bótoa) y 751 (Villar del Rey). El haber dispuesto de algunas de estas Hojas, realizadas, pero todavía sin publicar por el IGME (Serie MAGNA), ha sido de gran importancia para la actualización de la geología de la zona.
- En segundo lugar, se ha dispuesto de 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 y proyectos de investigación llevados a cabo por el IGME y otros Organismos (ver referencias bibliográficas).
- Se ha contado con los proyectos de exploración minera desarrollados en el área de La Codosera como el denominado “Exploración minera en Extremadura, 1989-1992” que se centró en el interés potencial de las mineralizaciones auríferas, y el proyecto “Development of new multidisciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the western Iberian Peninsula 1987-1993” cofinanciado por la DGXII de la CEE en el que se llegaron a establecer modelos metalogénico-estructurales más elaborados de las mineralizaciones existentes en el área.
- Finalmente se han utilizado datos inéditos de los autores, obtenidos durante los trabajos de campo realizados a lo largo de muchos años, con revisiones, complementos y actualizaciones.

En la ejecución del Mapa del Sector Centro-Occidental de Extremadura que aquí se presenta, la escala elegida ha sido 1:100.000 con el propósito de conseguir un Mapa Geológico unificado con el anterior, y que al mismo tiempo de dar información de conjunto no perdiera el detalle, comprobándose que esta escala permite obtener una visión global, integradora y muy eficaz para comprender las estructuras y delimitar mejor las distintas unidades geológicas.

Además del Mapa Geológico en el que se sitúan los yacimientos e indicios minerales, se presenta una memoria explicativa que ayudará a entender mejor el significado del mapa, su estructura y el por qué de la presencia de sus recursos. Esta memoria se ha estructurado de tal modo que el lector puede ir directamente a los temas específicos, dependiendo de sus propios intereses, y ampliar sus conocimientos mediante la consulta de las referencias bibliográficas que se adjuntan.

En primer lugar y después de una breve introducción sobre la información disponible, la localización geográfica de la zona de estudio y su ubicación geológica, se describe la estratigrafía general de la zona, dividiendo los materiales en Precenozoicos y Cenozoicos. Los primeros, objetivo principal de este trabajo, se asignan a tres Dominios: Lusitano-Alcúdico de la Zona Centroibérica que ocupa la mayor parte de la zona, y los de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina y Valencia de las Torres-Cerro Muriano, que conforman el gran accidente estructural denominado Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (ZCBC) de gran influencia en el sur del Mapa. Se describe con detalle la estratigrafía de los diferentes dominios, diferenciando los materiales en Preordovícicos y Paleozoicos (Postcámbricos) y se presenta una propuesta de correlación de los diferentes conjuntos de rocas.

Posteriormente, se estudian las rocas ígneas del sector, en un intento de agrupar las facies petrológicas de los granitoides y sus características geoquímicas, enfatizando en su posible relación con las mineralizaciones (en especial con las de filiación magmática W, Sn, P y U). Se han discriminado rocas ígneas prehercínicas, representadas por ortoneises de tendencia alcalina, y rocas ígneas hercínicas constituidas por dos conjuntos de granitoides de distinta tendencia; unos de afinidad Centroibérica (tipo Cabeza de Araya) y otros de afinidad Ossa Morena. También se han diferenciado las diabasas del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando, como representantes de un magmatismo básico intradevónico, el Complejo Filoniano de Brozas-Membrio y las rocas básicas del Dique de Plasencia. Por último, se presenta una síntesis petrológica y geoquímica de todos los granitoides del área de estudio.

Desde el punto de vista estructural, se presenta un modelo geométrico “en dominó” de la distribución de las fallas tardihercínicas que puede tener especial relevancia de cara a la prospección de yacimientos minerales, en particular para las mineralizaciones de oro. Este modelo ha sido corroborado por el estudio gravimétrico realizado en torno al batolito de Alburquerque. Se ha estudiado la geometría en profundidad del dicho batolito en base a los datos gravimétricos, haciendo una referencia a la campaña gravimétrica realizada y al cálculo de la anomalía de Bouguer, para pasar posteriormente a la modelización de varios perfiles gravimétricos de gran interés.

Se hace un estudio detallado de los principales tipos de yacimientos e indicios minerales que se encuentran en el área, resaltando sus características geométricas, los tipos de paragénesis y su posible interés desde el punto de vista de la exploración. Destacan por su importancia las mineralizaciones de antimonio, las de oro y los fosfatos (sedimentarios e ígneos). Son de interés los minerales radiactivos, así como los de litio, wolframio y estaño, y por último las mineralizaciones de plomo-(plata)-zinc-cobre y hierro. Se ha puesto especial énfasis en los aspectos geológicos y estructurales de los yacimientos, destacando por su interés económico y metalogénico el yacimiento de antimonio de San Antonio, holotipo mundial y único representante de una paragénesis Sb-W de Europa, con una mineralización “estratoide”, pero estructuralmente controlada por estructuras relacionadas con la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (ZCBC). Así mismo, se resalta el posible potencial minero de los yacimientos de oro de La Codosera, cuya génesis también puede estar relacionada con dicha Zona de Cizalla. Por otra parte, se estudian todas las mineralizaciones representantes de una metalogenia ígnea (W, Sn, Li, U) y las sedimentarias de fosfatos y hierro.

Finalmente, se evalúa la importancia de las rocas y minerales Industriales en el área, principalmente en cuanto a granitos, pizarras, mármoles y calizas, arcillas sericíticas y rocas silíceas, realizándose un análisis de los indicios y destacando los de mayor interés.

A AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradecemos a la Consejería de Economía, Industria y Comercio de la Junta de Extremadura el haber publicado este mapa y su memoria correspondiente, demostrando así su interés por el avance del conocimiento geológico y metalogénico de Extremadura. En particular a D. Alfonso Perianes Valle, Director General de Ordenación Industrial, Energía y Minas, a D. Pedro García Isidro, a D. Alfonso de las Llanderas López y a D. Carlos Alcalde Molero, quienes siempre han apoyado todas las iniciativas que por nuestra parte hayan podido surgir, favoreciendo desde el primer momento la realización y posterior publicación de este trabajo.

Igualmente, agradecemos al IGME y al CIEMAT las facilidades dadas para llevar a cabo este trabajo. También queremos agradecer a Ignacio García Martín, geólogo de Pizarras de Villar del Rey, el intercambio de ideas y sus valiosas aportaciones. Igualmente a Pizarras de Villar del Rey las facilidades dadas para la realización del trabajo en su concesión. A numerosos colegas cuyas contribuciones han supuesto una mejora indudable del trabajo, en especial a Jerónimo Matas, Paco Nozal y Ángel Martín Serrano.

Pero para llegar hasta aquí, son muchas las personas, que de una forma u otra, han contribuido a que este trabajo haya podido llevarse a cabo y desde aquí nuestra gratitud a todas ellas. En particular queremos mencionar a Juan el del “Balanus”, a Antonio el del “Paraca” y a Margarita y Emilio del Hotel Las Alcabalas de Alburquerque. Como en trabajos anteriores agradecemos a los hombres y mujeres de Extremadura, que con su compañía, aliento y honestidad, han hecho que esta “tierra” sea tan querida para nosotros, confirmando que si hay algo más importante que ella misma, es su gente.

Finalmente, no queremos dejar de mencionar a Pablo Gumiel Campos, que con sus 9 años de edad, nos ha acompañado en muchos de nuestros días de campo, ha sabido comprendernos y a su manera ayudarnos.

Este Mapa y memoria también son una contribución al proyecto PICG 453 (Orógenos antiguos y modernos).

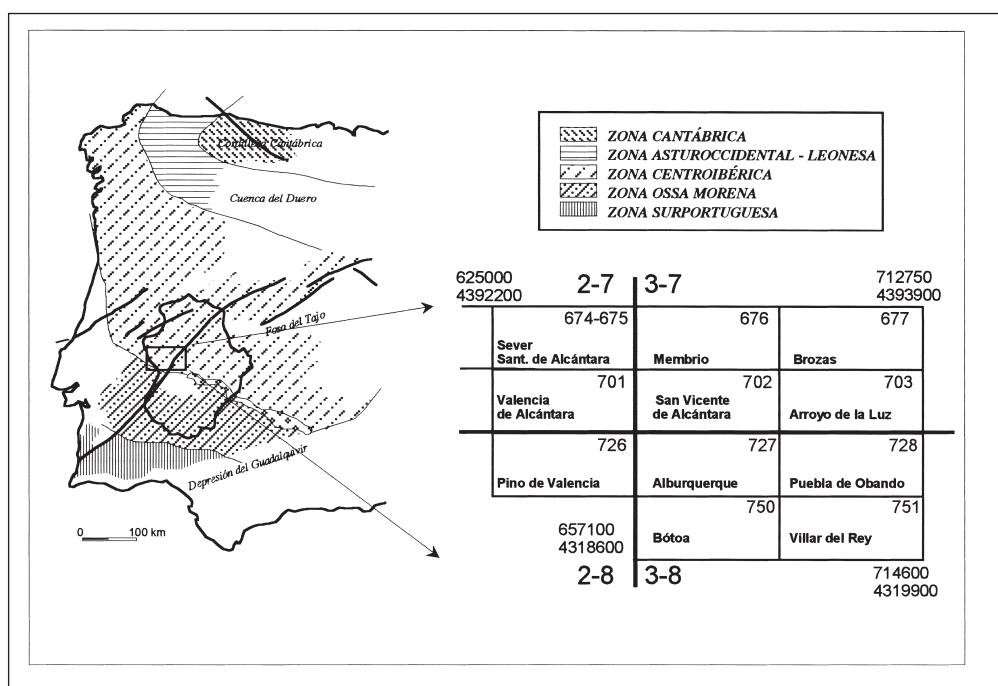
ÍNDICE

Presentación	5
Introducción	9
Agradecimientos	11
1. Localización geográfica	15
2. Dominios definidos en la zona de estudio	17
3. Estratigrafía	21
3.1. Materiales del Dominio Valencia de Las Torres-Cerro Muriano	22
3.2. Materiales del Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina	22
3.3. Materiales de la Unidad Centroibérica (Dominio Lusitano-Alcúdico)	25
3.3.1. Materiales preordovícicos	25
3.3.1.1. Precámbrico Superior	28
3.3.2. Materiales Paleozoicos (postcámbricos)	29
3.3.2.1. Ordovícico	29
3.3.2.2. Silúrico-Devónico Inferior	31
3.3.2.3. Devónico Superior	33
3.3.2.4. Carbonífero	36
3.4. Cenozoico	37
4. Rocas ígneas	39
4.1. Rocas ígneas prehercínicas	39
4.2. Rocas ígneas hercínicas y posthercínicas	40
4.2.1. Complejo Granítico de Alburquerque	40
4.2.2. Macizo de Cabeza de Araya	43
4.2.3. Macizo de Arroyo de la Luz	45
4.2.4. Macizo de Brozas	47
4.2.5. Stock de Casa Clemente	48
4.2.6. Stocks- Sills de Peña Quemada	48
4.2.7. Stock de La Roca de la Sierra	49
4.2.8. Stock del Cerro del Tío Víctor	50
4.2.9. Macizo de Villar del Rey	51
4.2.10. Diabasas de Villar del Rey	53
4.2.11. Complejo Filoniano de Brozas-Membrio	54
4.2.12. Diabasas del Dique de Plasencia	54
5. Síntesis petrológica y geoquímica de los granitoides del área de estudio	57
5.1. Consideraciones petrogenéticas	64
6. Metamorfismo	67
7. Evolución Estructural: Cronología de las Deformaciones	69
7.1. Deformaciones Prehercínicas	70
7.2. Orogenia Hercínica	71
7.2.1. Límite entre la ZCI y la ZOM	71

7.2.2. Área norte de la ZCBC (equivalente al Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina)	73
7.2.3. Unidad Centroibérica (Dominio Lusitano-Alcúdico)	75
7.3. Deformación Alpina S. L.	80
7.4. Implicaciones del Modelo Dominó de las fracturas tardihercínicas en la exploración de yacimientos minerales de la zona	81
 8. Modelización gravimétrica del Batolito de Alburquerque	83
8.1. Levantamiento gravimétrico	83
8.2. Mapa de anomalías de Bouguer	85
8.3. Modelización gravimétrica	85
 9. Yacimientos e indicios minerales	91
9.1. Mineralizaciones de estaño y wolframio	92
9.1.1. Filones de cuarzo con wolframita-casiterita	93
9.1.2. Filones de cuarzo con wolframita	94
9.1.3. Filones de cuarzo con casiterita	95
9.1.4. Mineralizaciones filonianas de Sn (Nb-Ta) asociadas a pegmatitas	95
9.1.5. Placeres con casiterita	95
9.2. Mineralizaciones de litio	95
9.2.1. Pegmatitas litiniferas con cleavelandita-cuarzo	96
9.3. Mineralizaciones de fosfatos	97
9.3.1. Filones de cuarzo – apatito (dahllita) intragraníticos	97
9.3.2. Mineralizaciones “estratoides” en calizas del Carbonífero Inferior	98
9.4. Mineralizaciones de plomo-zinc-(plata)-cobre	99
9.4.1. Mineralizaciones de Pb-Zn-(Ag)-Cu en filones de relleno de fracturas tardías	99
9.5. Mineralizaciones de antimonio	100
9.5.1. Filones de cuarzo-estibina (q-Sb)	101
9.5.2. Filones de cuarzo-estibina-oro (q-Sb-Au)	101
9.5.3. Mineralizaciones “estratoides” de estibina-scheelita (Sb-W) en brechas calcáreas deformadas	103
9.6. Mineralizaciones de oro: yacimientos en estructuras relacionadas con la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (ZCBC) . La zona aurífera de La Codosera, Badajoz	105
9.6.1. Mineralizaciones filonianas de cuarzo-arsenopirita-pirita-oro (removilizaciones) en fracturas tardías	107
9.6.2. Mineralizaciones de oro asociadas a cabalgamientos y fallas inversas con reactivaciones tardías	107
9.6.3. Indicios de oro asociados a “cizallas”: venas irregulares y mineralizaciones en zonas de charnela de pliegues (en “silla de montar” o “saddle-reef”)	107
9.6.4. Mineralizaciones auríferas tipo “placeres”	111
9.7. Mineralizaciones de hierro	111
9.7.1. Mineralizaciones estratiformes de oligisto-hematites en alternancias de cuarcitas y pizarras del Paleozoico	112
9.8. Pizarras grafitosas	112
9.8.1. Pizarras carbonosas y grafitosas del Silúrico	112
9.9. Minerales radiactivos	112
9.9.1. Filones de cuarzo-óxidos de uranio, a veces con fosforita, intragraníticos	113
 10. Indicios y yacimientos de rocas y minerales industriales	117
10.1. Rocas industriales	117
10.1.1. Granitos	117
10.1.2. Pizarras	119
10.1.3. Calizas y mármoles	120
10.1.4. Diabasas	121
10.1.5. Rocas silíceas	121
10.1.6. Arcillas sericíticas	122
10.2. Minerales industriales	122
10.2.1. Cuarzo	122
10.2.2. Andalucita	123
10.2.3. Feldespato	123
10.2.4. Gemas y minerales gemológicos	125
 11. Bibliografía	127

I. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

La región que comprende este trabajo se sitúa en el oeste Peninsular y ocupa parte del sur de la Provincia de Cáceres y norte de la de Badajoz. Está delimitada por las siguientes coordenadas UTM: A) 625000, 4392200 B) 712750, 4393900 C) 657100, 4318600 y D) 714600, 4319900 (Figura 1).



15

Figura 1. Situación geográfica de la zona de estudio. Hojas 1/200.000 y 1/50.000 del MTN. Coordenadas UTM (metros).

Los principales núcleos de población están relativamente dispersos y corresponden a las localidades de Valencia de Alcántara, Arroyo de la Luz, Aliseda, Brozas y Membrio en la provincia de Cáceres y Alburquerque, San Vicente de Alcántara, Villar del Rey, La Roca de la Sierra y Puebla de Obando en la provincia de Badajoz. La región está atravesada por una buena red de Carreteras Nacionales (521, 522, 523 y 530), siendo también considerable el número de comunicaciones comarcales y locales. También hay que apuntar que existen zonas de muy difícil comunicación como las que se extienden en la zona fronteriza norte a lo largo del recorrido del Río Tajo y al oeste-noroeste de la zona de trabajo.

Desde el punto de vista morfológico la región Centro-Occidental de Extremadura viene definida por un conjunto de alineaciones montañosas que destacan, con altitud moderada, sobre un aplanamiento generalizado y a su vez están desniveladas por la fracturación alpina.

La penillanura extremeña referida al área de estudio se desarrolla principalmente sobre los materiales del Alogrupo Domo Extremeño (Santamaría, 1995), tradicionalmente conocido como Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG) que intruidos por diversos plutones graníticos aparecen en

amplias antiformas, mientras que los materiales paleozoicos se conservan en estrechas sinformas, estructurando las principales elevaciones montañosas. Hacia el sur hay afloramientos de rocas metamórficas del Proterozoico Superior intruidos por granitoides que marcan el límite entre la Penillanura extremeña y la Depresión del Guadiana.

El arrasamiento generalizado del Orógeno Hercínico tiene lugar durante el Mesozoico prolongándose durante el Terciario y va acompañado de la progresión en profundidad de un manto de alteración laterítico (Molina, 1975; Molina *et al.*, 1985) que, en parte, aparece preservado bajo los depósitos de Raña, desdoblándose la “penillanura fundamental de la meseta” y los relieves de resistencia de tipo “apalachience” en cuarcitas paleozoicas. La superficie general de la Penillanura extremeña en el Sector Centro-Occidental que tiene como antecedente inmediato dicha etapa de peneplanización (alteración y posterior erosión) y la Raña (Gómez Amelia, 1985), se sitúa sobre los 350 m de altitud.

La incisión lineal de la actual red hidrográfica es muy fuerte (mayor la del Tajo que la del Guadiana) ya que durante el Cuaternario se ha disectado la penillanura y desmantelado gran parte de las rañas (Martín Serrano y Molina, 1989). A pesar de ello no hay gran retroceso de vertientes, conservándose espacios sin degradar sobre todo entre los Sinformes de La Codosera-Puebla de Obando y el de la Sierra de San Pedro y también en el frente norte de este último, donde perduran, además de la Raña, suelos de probable génesis precuaternaria (Martín Serrano y Molina, *op. cit.*).

La Depresión del Guadiana presenta en esta zona un relieve que responde a diferencias litológicas contrastadas. La incisión fluvial de los ríos Gévora, Zapatón, Guerrero, Lorianilla y Alcababa individualiza un borde montañoso (sobre los 350 m de altitud media) formado por series metamórficas precámbricas (con algún granitoide) o cuarcítico-pizarrosas paleozoicas (penillanura), de un área más deprimida (150 -200 metros) y de relieve suave, constituida por las series detríticas finas, arenoso-limosas, de la Depresión Terciaria del Guadiana sobre las que se han instalado amplios valles fluviales.

El modelado del borde hercínico corresponde a un relieve estructural de plegamiento, en el que dados los grandes contrastes litológicos, así como la proliferación de fallas, origina formas complejas derivadas, entre las que predominan crestas y barras características. Por el contrario el modelado en los materiales terciarios, dada su estructura tabular y el carácter detrítico fino de sus series, lleva a una degradación bastante generalizada y al desarrollo de relieves alomados muy suaves (Santos *et al.*, *in litt.*) destacando sólo alguna cornisa o escarpe en los bordes de los relieves tabulares. Consecuencia de esto, la morfogénesis fluvial da como resultado final un amplio sistema de terrazas suavemente escalonadas y de poco espesor enlazándose con algún cerro testigo (mesa) de materiales terciarios, con cumbre plana o de muy suave pendiente a través de laderas muy tendidas y de gran desarrollo. La dinámica fluvial ha sido, por lo tanto, la responsable del modelado en una zona donde la altitud, el tipo de clima y la litología no favorecen el desarrollo de otros agentes morfogenéticos (Santos *et al.*, *op. cit.*).

2.

DOMINIOS DEFINIDOS EN LA ZONA DE ESTUDIO

Desde el punto de vista geológico y refiriéndonos a las rocas precenozoicas, el Sector Centro-Occidental de Extremadura se sitúa en el borde meridional de la Zona Centroibérica (ZCI) prácticamente en el límite con la Zona Ossa-Morena (ZOM). Este límite (ubicado en el extremo sur del Mapa) denominado Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, simplificado como ZCBC (Burg *et al.*, 1981; Quesada, 1989; Matte, 1986; Abalos, 1990; Quesada, 1991) y sobre cuyo significado tectónico hay diversas interpretaciones, ha sido redefinido posteriormente como Unidad Central (Azor *et al.*, 1994 a) y comprende los Dominios de Valencia de las Torres-Cerro Muriano y Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (según Quesada y Dallmeyer, 1994) y constituye un contacto tectónico de primer orden en el Macizo Hespérico.

Desde el punto de vista tectonoestratigráfico, aunque se ha utilizado la diferenciación realizada por Azor *et al.*, (1994 a) y Martínez Poyatos *et al.*, (1995 b) para el límite de zonas y para la parte meridional de la ZCI, que comprende tres Unidades: Central, Alóctona y Paraautóctona o del Dominio de los Pliegues Verticales, dado su carácter local, se ha preferido conservar la división en unidades o dominios previamente establecida por otros autores (por ejemplo, Delgado *et al.*, 1977), véase la Figura 2.

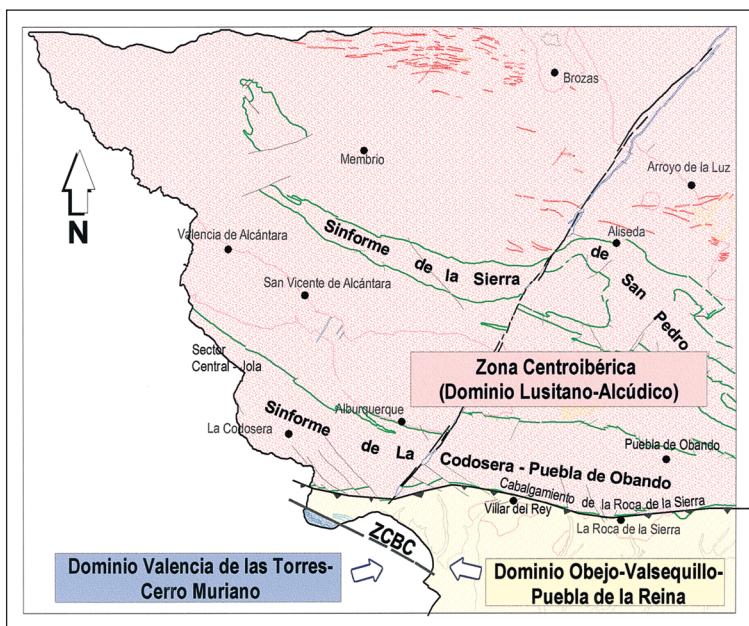


Figura 2. Esquema geológico simplificado de la zona de estudio con la situación de los dominios geológicos diferenciados.

La Unidad Central correspondiente al Dominio Valencia de las Torres-Cerro Muriano está reflejada en el borde suroeste del Mapa por un pequeño afloramiento de rocas muy deformadas (una amplia banda a escala regional) con evolución tectonometamórfica compleja y discutida. El límite con la Unidad alóctona se considera la prolongación hacia el noroeste de la Falla normal de Mata-

chel que, actualmente se interpreta como la última expresión de una cizalla sinistrorsa con componente extensional que hundió el borde meridional de la ZCI (Azor *et al.*, 1994 a).

La Unidad Alóctona se corresponde con el Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina, ha sido así definida por la existencia de grandes pliegues tumbados hercínicos con vergencia NE (Martínez Poyatos *et al.*, 1995 b) y se caracteriza por la presencia de la Serie Negra, de la Formación Urra y de la Unidad de la Cierva, todas ellas con rasgos típicos de la Zona Ossa-Morena. Esta Unidad está en contacto tectónico con la Unidad Centroibérica (Paraautóctona) por el Cabalgamiento de la Roca de la Sierra (Figura 2).

La Unidad Paraautóctona de Martínez Poyatos *et al.*, (op. cit.), o también Dominio de los Pliegues Verticales (Diez Balda *et al.*, 1990) es la Zona Centroibérica propiamente dicha (en particular, el Dominio Lusitano-Alcúdico) y está ubicada al norte del Cabalgamiento de la Roca de la Sierra. Esta unidad es con mucho la más extensa del Mapa.

Materiales Preordovícicos

El Dominio Valencia de las Torres-Cerro Muriano (Unidad Central –Figura 2–) está representado en este sector por un pequeño afloramiento de ortoneises muy deformados, situado al SO del Mapa.

La sucesión preordovícica del Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (Unidad Alóctona) tiene en este Mapa escasa representación cartográfica. El tramo basal, correspondiente a la bien conocida Serie Negra del Proterozoico Superior de Ossa-Morena, está formado por pizarras y esquistos, con intercalaciones de niveles grauváquico-cuarcíticos y por rocas carbonatado-dolomíticas y cuarcitas negras muy típicas (lítidas). Discordante sobre ella, hay una serie con predominio de arcosas y vulcanitas ácidas aunque con esporádicas intercalaciones detríticas, correlacionable con la Formación Urra definida en áreas vecinas de Portugal. También en posición discordante, se atribuye al Cámbrico un pequeño afloramiento de arcosas, areniscas y calizas claras ubicado al suroeste del Mapa.

El registro estratigráfico de los materiales preordovícicos en el Dominio de los Pliegos Verticales (Unidad Paraautóctona) o Dominio Lusitano-Alcúdico de la Zona Centroibérica, en lo que respecta a este Mapa, consiste en una potente serie turbidítica, muy monótona, que está definida predominantemente por alternancias rítmicas de pizarras y grauvacas con ocasionales intercalaciones conglomeráticas. Son muy frecuentes, sin embargo, las intercalaciones de facies desorganizadas de muy variables potencias y dimensiones.

Materiales Paleozoicos (post-Cámbricos)

Son litológicamente más variados y solo afloran en la Zona Centroibérica (Dominio Lusitano-Alcúdico) del Mapa. Los materiales ordovícicos están constituidos por alternancias de cuarcitas y pizarras. Los silúricos y los del Devónico Inferior se han agrupado en la cartografía y están razonablemente representados, aunque con ciertos problemas relativos a la edad en el Sinforme de La Codosera. Son predominantemente detríticos, estando constituidos principalmente por pizarras, cuarcitas y localmente calizas.

Los correspondientes al Devónico Superior también presentan problemas de edad en el Sinforme de La Codosera; son muy potentes, diferenciándose por una parte, una unidad en la que se agrupan varias formaciones de cuarcitas y pizarras (diferenciadas en la cartografía a escala 1:50.000 –MAGNA–) y por otra, un tramo superior de pizarras, areniscas y grauvacas que lleva asociada una importante participación volcánica.

El Carbonífero Inferior identificado en la Sierra de San Pedro y con probable presencia en el Sinforme de La Codosera, además de pizarras y calizas, también tiene participación volcánica y el Superior (exclusivo de la Sierra de San Pedro) es discordante sobre todos los materiales previos, estando formado principalmente por conglomerados aunque también hay cierta presencia de areniscas y pizarras.

Materiales graníticos

Las rocas graníticas que afloran en el área de estudio y que corresponden a los plutones de Cabeza de Araya, Brozas y Alburquerque por una parte y a los granitos de Villar del Rey y La Roca de la Sierra por otra, definen una clara divisoria magmática a norte y sur del Cabalgamiento de La Roca de la Sierra, es decir entre las Zonas Centroibérica y Ossa Morena.

Rocas básicas y filonianas

Es significativa la abundante presencia de rocas básicas en el área de estudio, las cuáles se han agrupado como sigue: las interestratificadas y plegadas junto con los materiales del Devónico Superior y por lo tanto de esa edad, son características en el Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando y en el de la Sierra de San Pedro; el haz diabásico de Brozas-Membrio, que con una dirección aproximada E-O, corta indistintamente a los materiales del Alogrupo Domo Extremeño y al Macizo granítico de Brozas y que es claramente postfase Primera Hercínica y por último, las diabasas asociadas a la Falla de Plasencia, más tardías, datadas como Jurásico Medio (Priem *et al.*, 1970).

Materiales de cobertura

Son los que corresponden a los depósitos terciarios y cuaternarios y se sitúan principalmente al sur de la zona de estudio (véase Mapa) conformando los rellenos de la Cuenca del Guadiana. También aparecen en pequeños retazos distribuidos en el área cartografiada, asociados principalmente a depósitos de ladera y fluviales.

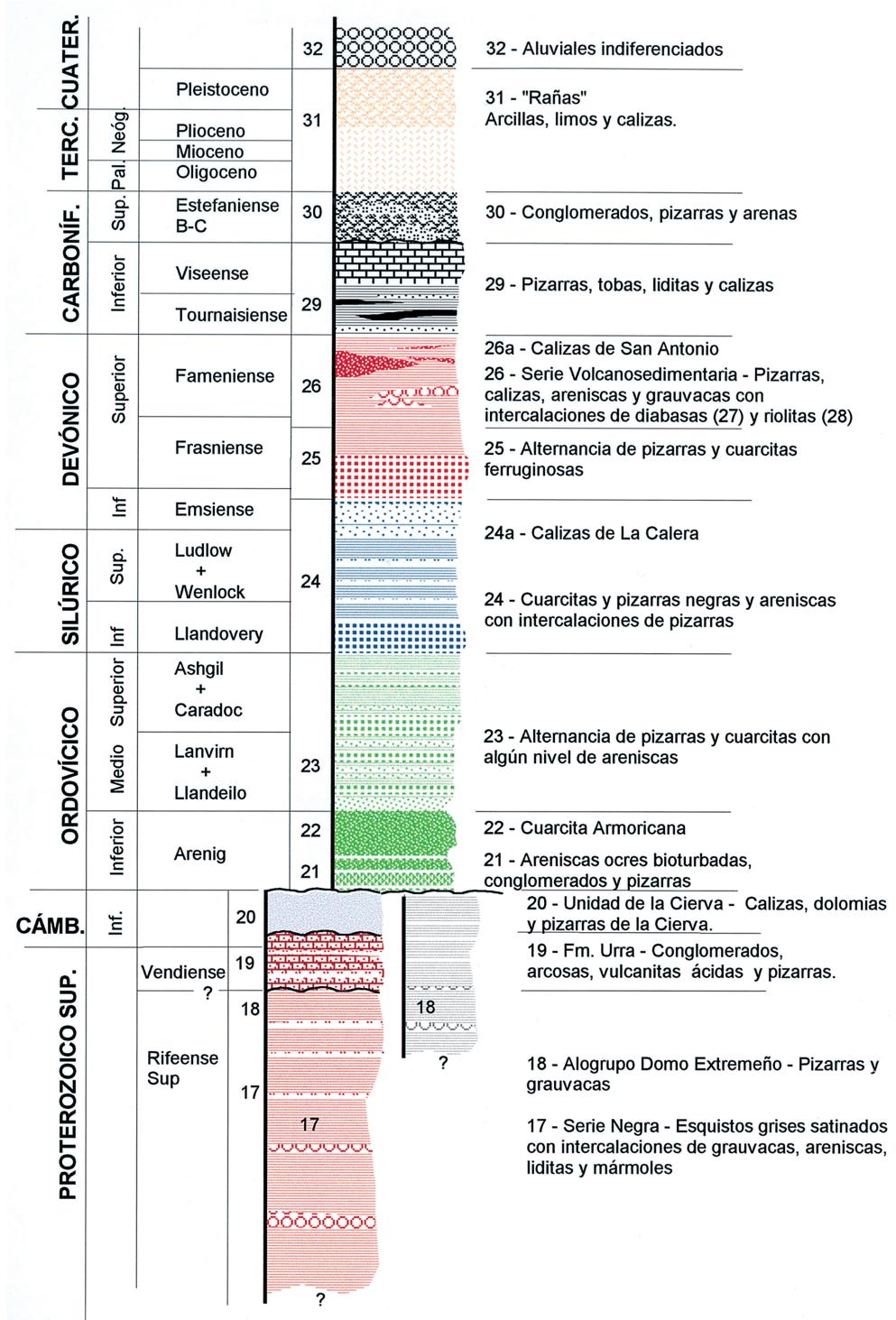


Figura 3. Columna estratigráfica generalizada de la zona (sin escala). Los números de los diferentes tramos litológicos corresponden a los del Mapa.

3.

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 Geológica de Portugal” que acabó con la publicación del Mapa de España y Portugal a escala 1:400.000. Los primeros trabajos que estudian en su conjunto físico y geológico las provincias de Cáceres y Badajoz son los de Egozcue y Mallada (1876) y Gonzalo y Tarín (1879), los cuales pese a las deficiencias lógicas de la época, dan una idea general y clara de las características geológicas de estas provincias. De esta época cabe destacar también los trabajos realizados por Luján (1854) y Tarín (1879) ambos de carácter general.

El inicio del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 se realiza en 1928 y entre los trabajos publicados, cabe destacar los de Hernández Pacheco (1929, 1933, 1939 y 1949) sobre los rasgos geológicos generales de la zona. En las décadas de los cuarenta y cincuenta, se publicaron en el entorno del área de estudio diversas Hojas Geológicas a escala 1:50.000 del Mapa Geológico de España (1^a Serie); Alburquerque –727– (IGME 1942), Valencia de Alcántara –710– (IGME 1951 a), San Vicente de Alcántara –702– (IGME 1951 b), Pino de Valencia –726– (IGME 1951 c) y Gallina –750– (IGME 1954), la mayor parte realizadas por Roso de Luna y Hernández Pacheco (1954, 1960). Como resumen de las cartografías citadas, Hernández Pacheco (1954 y 1958) realiza una descripción física de la Sierra de San Pedro, analizando las directrices estructurales de ésta, describiendo la naturaleza de los materiales y ensayando diversos cortes interpretativos de la estructura de la zona.

Un avance importante en el conocimiento geológico de la región es el aportado por los autores alemanes Bochmann (1956) y Kelch (1957), sintetizado por Walter *et al.* (1977), en los que destaca la precisión cartográfica de los materiales del Paleozoico desde el Cámbrico al Carbonífero. Por otra parte, Gumiell *et al.*, (1976) hacen una descripción de las sucesiones precámbricas y paleozoicas del área de Alcántara-Alburquerque indicando la existencia de tres fases de deformación, además, Gumiell *et al.*, (1978) realizan una cartografía de la franja calcárea de La Codosera-Alburquerque individualizando en el Devónico tres unidades y proponiendo dos fases principales de deformación hercínica. Estos trabajos fueron una aportación en cuanto al conocimiento de las mineralizaciones de antimonio de la zona (Mina San Antonio) y su ámbito encajante.

En el año 1982 se publican varias Hojas a escala 1:50.000 (2^a Serie –MAGNA–) sobre este entorno regional (Bascones *et al.*, 1982; Martín Herrero y Bascones 1982; Casas y Santos, 1982 y Santos y Casas, 1980, 1982) que implican una aportación al conocimiento geológico regional (sobre todo al estratigráfico) aunque con algunas lagunas sobre las dataciones de los materiales devónico-carboníferos.

Quesada *et al.*, (1987) realizan una síntesis de todas las cartografías de la Comunidad Extremeña y publican un mapa geológico-minero de Extremadura con su memoria correspondiente.

La actualización por el IGME de las Hojas a escala 1:50.000 (2^a Serie –MAGNA–) de Puebla de Obando (727) y Alcuéscar (728) en los años 90, López Díaz *et al.*, (*in litt. a y b*), supone un avance considerable para la geología del área, sobre todo en el estudio de la sedimentología de los materiales precámbricos y paleozoicos, en la precisión de las dataciones del Devónico-Carbonífero y en

la definición, por primera vez en esta zona, de una etapa de deformación distensiva en el Devónico Superior (Sierra de S. Pedro) que conlleva importantes implicaciones estratigráficas y volcánicas.

Quesada *et al.*, (1990) realizan una importante síntesis tectonoestratigráfica de la ZOM en la que se incluyen sucesiones cartografiadas en este Mapa.

Soldevila (1991), en su Tesis Doctoral sobre los materiales precámbricos y paleozoicos ubicados entre la Sierra de San Pedro y la Cuenca del Guadiana hace una amplia revisión de los trabajos previos y realiza un estudio estratigráfico-estructural de ese sector límite entre las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena.

Santos *et al.*, (*in litt.*) actualizan de forma muy somera, las Hojas de Bótoa (750) y Villar del Rey (751) a escala 1:50.000 (MAGNA).

En el Mapa que aquí se presenta y para una mejor descripción de las rocas precenozoicas del Sector Centro-Occidental de Extremadura adoptamos la subdivisión en Dominios descrita en el apartado 2 la cual también puede observarse en las figuras 2 y 4.

3.1. Materiales del Dominio Valencia de Las Torres-Cerro Muriano

Los materiales asignados a este dominio en la zona de trabajo se localizan únicamente en un pequeño afloramiento al sur del Mapa en el límite con la frontera portuguesa y corresponden a ortoneises prehercínicos (4 –véase Mapa) milonitizados y de tendencia peralcalina, cuyo rasgo más distintivo en el campo es que presentan una muy patente lineación de estiramiento de orientación NO-SE (véase apartado 4.1).

22

3.2. Materiales del Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina

Los materiales asignados a este dominio en este Mapa están constituidos por formaciones preordovícicas, que de muro a techo son las siguientes; la Serie Negra, la Formación Urra y la Unidad de la Cierva.

Esquistos negros satinados, con intercalaciones de grauvacas, areniscas, lítitas y mármoles (–17 – Mapa y Figuras 3 y 4). Serie Negra. Rifeense Superior-Vendiense.

Las rocas más antiguas corresponden a la denominada Serie Negra (Alía, 1963; Carvalhosa, 1965; Teixeira y Gonçalves, 1967; Vegas, 1968). Esta serie aflora al SO del Mapa y está en gran medida recubierta por los materiales cenozoicos de la Cuenca del Guadiana que dificultan su estudio. Se trata de una sucesión formada por esquistos y grauvacas con intercalaciones de cuarcitas blanquecinas, cuarcitas negras (lítitas) y mármoles. Se han citado en zonas próximas, intercalaciones de ortoneises, algún nivel de anfibolitas, así como la presencia de rocas ígneas (Martínez Poyatos, 1997).

Los esquistos grafitos son de tonos gris oscuro (grafito) o verdosos, satinados y con frecuentes nivelillos de grauvacas así como venillas de cuarzo; la textura de los esquistos es lepidoblástica esquistosa y están formados por cuarzo recristalizado y poligonizado, plagioclasa, moscovita y biotita. Como minerales accesorios tienen turmalina, apatito, circón y opacos y como secundarios sericita. Las grauvacas tienen cuarzos volcánicos angulosos y también clastos de feldespato potásico, plagioclasa, biotita verde y algún fragmento de roca en una matriz sericítica; como accesorios se encuentran zircón y opacos.

Aunque distribuidas por toda la serie, donde mejor afloran las cuarcitas negras es a muro de los carbonatos, ya que subparalelo a ellos hay un nivel de cuarcitas negras (lítitas), que tiene una potencia entre los 10 y los 50 metros. Son rocas muy compactas, compuestas casi exclusivamente por cuarzo microcristalino, de color negro (grafito), que presentan fractura concoide y aspecto masivo y que solo ocasionalmente muestran un cierto bandeados y una estructuración brechoide. La potencia de la serie en este área es difícil de estimar aunque se puede considerar en el entorno de los 700 metros (Santos *et al.*, *in litt.*).

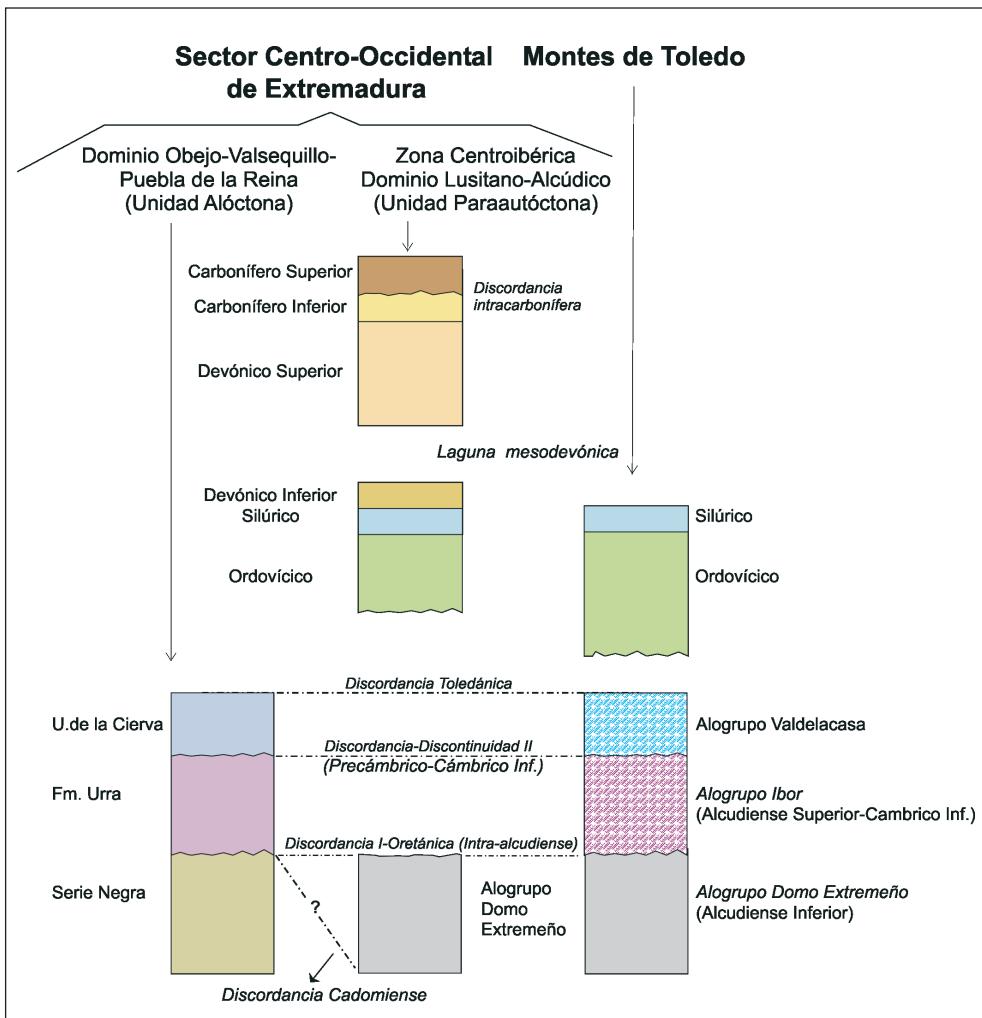


Figura 4. Columnas litoestratigráficas (sin escala) en las que se incluye una propuesta de correlación de los conjuntos de rocas que existen por debajo de la discordancia Toledáñica (modificado de Martínez Poyatos et al., 2001).

La Serie Negra se atribuye al Rifeense Medio-Superior (Chacón, 1979 y Chacón et al., 1984) y también al Rifeense-Vendiense (Quesada et al., 1990; Vidal et al., 1994 a).



Foto 1. Dolomías y calizas miloníticas deformadas por la cizalla de orientación N110°-N120°E y sentido sinistrolorso que afecta a todo el sector sur del Informe de La Codosera-Puebla de Obando. Obsérvese el desarrollo de pliegues intrafoliares en las dolomías. La Roca de La Sierra, Badajoz.

Mármoles y calizas de La Roca de la Sierra (-17 a-, Mapa).

Las rocas carbonatadas se ubican hacia el techo de la Serie Negra dando afloramientos con cierta continuidad y desarrollo (hasta 150 metros de potencia). Son dolomías masivas, de tonos oscuros, esquistosadas, de aspecto ligeramente queroso y con pigmentos de óxidos de hierro. Unas veces están totalmente recristalizadas y deformadas, con cristales de esparita muy estirados; otras veces en mosaico, con un bandeadío milimétrico rico en cuarzo de tamaño limo y también en concentraciones de materia orgánica (carbonosa o grafito). En ocasiones se observan granos gruesos de esparita que podrían ser cristales originales y también posibles vacuolas rellenas de calcita. Estas rocas están deformadas por efectos de la cizalla dúctil-frágil que afecta a todo el borde sur de la zona, y en ella se aprecian cri-



Foto 2. Niveles de conglomerados con cantos de areniscas, cuarzo y liditas en el tramo basal de la Formación Urra (19 del Mapa), deformados por la cizalla de orientación N110°-N120° E y sentido sinistrolorso que afecta a todo el sector sur del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando. Carretera de Villar del Rey-Alburquerque.



Foto 3. Detalle de la Formación Urra en la Carretera de los Contrabandistas, Alburquerque. Se observan criterios cinemáticos como bandas "S" (Shear bands) y porfidoblastos sigmoidales de cuarzo (augen), todos congruentes con la cizalla sinistrolorso que afecta a la zona.

clasa y algún opaco (pirita) en una matriz abundante en moscovita-sericita y menos de cuarzo microcristalino. En la zona de estudio los materiales de la Formación Urra muestran también buenos criterios cinemáticos (Foto 3) siempre congruentes con el sentido sinistrolorso de la cizalla que afecta a todo el borde sur del área.

La edad atribuida a estas rocas es Vendiente Superior-¿Cámbrico Inferior? (Liñán y Palacios, 1983; Liñán, 1984; Vidal et al., 1994 a; Martínez Poyatos, 1997).

Arcosas, areniscas, calizas, dolomías y pizarras de la Cierva (–20– Mapa y Figuras 3 y 4). Unidad de la Cierva. Cámbrico Inferior.

Constituyen un pequeño afloramiento al sur del Mapa, en el límite fronterizo con Portugal que no sobrepasa los 350 metros de potencia. El tramo inferior, de unos 200 metros de potencia, está constituido en su parte basal (80 metros) y de techo (40 metros) por arcosas y/o areniscas blancas, compactas y masivas, en bancos decimétricos y con abundante "veining" de cuarzo, consecuencia de removilizaciones tectónicas; las arcosas y/o areniscas de muro, de grano grueso y en

terios cinemáticos (por ejemplo, pliegues intrafoliares –Foto 1–) que señalan movimientos de sentido sinistrolorso.

Conglomerados, arcosas, vulcanitas ácidas y pizarras (–19– Mapa y Figura 3). Formación Urra. Vendiente Superior-¿Cámbrico Inferior?

La formación Urra (Gonçalves, 1971) se sitúa discordante (Figura 4) por encima de la Serie Negra (Santos et al., *in litt.*; Eguiluz, 1987; Quesada et al., 1990). El tramo basal es un conglomerado poligénico y heterométrico, bastante continuo, de unos 10-30 metros de potencia y que contiene rocas de la formación infrayacente, es decir areniscas, liditas, mármoles, esquistos y cuarzo. Los cantos, muy deformados (Foto 2), están separados por una escasa matriz pelítico-verdosa. En general el conglomerado está muy recristalizado con clastos de cuarzo volcánico, en parte poligonizado, y algo de feldespato potásico en una matriz de moscovita-sericita y cuarzo microcristalino.

El tramo superior es una serie caracterizada por la presencia de materiales epiclásticos retrabajados; pizarras, grauvacas y siempre con predominio del componente volcánico, que tiene unos 150-200 metros de potencia. Son muy comunes en estas rocas los clastos de cuarzo volcánico angulosos y con gollos de corrosión, y más esporádicos los clastos de feldespato potásico, plagioclase y algún opaco (pirita) en una matriz abundante en moscovita-sericita y menos de cuarzo microcristalino. En la zona de estudio los materiales de la Formación Urra muestran también buenos criterios cinemáticos (Foto 3) siempre congruentes con el sentido sinistrolorso de la cizalla que afecta a todo el borde sur del área.

secuencias granodecrescentes, llevan intercalados niveles con cantos de cuarzo y lidita angulosos (máximo 10 cm); en las de techo, de grano más fino, desaparecen estos niveles observándose con dificultad estratificación cruzada y laminación (Santos *et al.*, *in litt.*).

Entre ambas secuencias hay una intercalación pizarrosa (80 metros) de tonos grises con nivelillos centimétricos de areniscas moscovíticas en las que se reconocen laminación cruzada y grano selección. Las arcosas/areniscas presentan textura clástica y como componentes principales, cuarzo y feldespato cementados por una matriz sericítica y con ligeros efectos de recristalización. En la intercalación pizarrosa además de productos micáceos finos se reconocen clastos de cuarzo y plagioclasa (Santos *et al.*, *op. cit.*). Se correlaciona con la Formación Torreárboles a la que se asigna una edad Cámbrico Inferior basal (Liñán, 1978).

El tramo superior de calizas, dolomías y mármoles (150 metros) tiene un aspecto masivo aunque ocasionalmente se observan finas laminaciones (Foto 4) y pizarras intercaladas (Santos *et al.*, *in litt.*). Son de tonos grises en fresco y castaño cuando están alteradas, presentando un notable grado de recristalización; si el grado de recristalización es pequeño las calizas son oquerosas (procesos de disolución) con arcillas de decalcificación. Al microscopio se observa un bandeados tectónicos y una laminación muy fina de cuarzo (menos del 1%) de tamaño limo y anguloso; también posibles fantasmas de fósiles y otras formas irregulares, recristalizadas como grandes cristales de esparita. No se observan con claridad las relaciones de contacto con el tramo inferior y se correlaciona con la Formación Pedroche (Liñán, 1978).

Respecto a la edad se han citado en este entorno secciones de arqueociatos inclasificables (Roso de Luna y Hernández Pacheco, 1954; Gonçalves *et al.*, 1978), y se le atribuye una edad Cámbrico Inferior.

3.3. Materiales de la Unidad Centroibérica (Dominio Lusitano-Alcúdico)

En base a trabajos de carácter general (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Santamaría, 1995) los materiales del Proterozoico Superior y Paleozoico de la Unidad Centroibérica se subdividen en dos grandes hiperciclos:

- a) Hiperciclo preordovícico.
- b) Hiperciclo postcámbrico.

La descripción estratigráfica que se expone a continuación, se ajusta a estos dos hiperciclos; en primer lugar los materiales preordovícicos y en segundo lugar los materiales paleozoicos postcámbricos.

3.3.1. Materiales Preordovícicos

Las series “azoicas” situadas por debajo de la Cuarcita Armoricana fueron denominadas, en determinadas áreas de la ZCI, como CEG (Foto 5) o Complejo Esquisto-Grauváquico, nombre que proviene de su denominación en Portugal como “Complexo Xisto-Grauváquico Anteordoviciano” (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1954 y 1955).

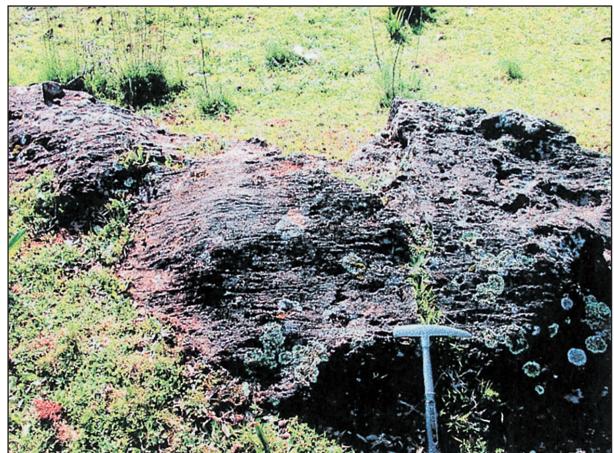


Foto 4. Dolomías y calizas con laminaciones de la Unidad de La Cieva del Cámbrico Inferior (20 del Mapa).

Hay autores, sin embargo, que en trabajos relativamente antiguos del sureste de la ZCI, aunque de rango local, reconocen en el Precámbrico dos series estratigráficas, pero discuten el carácter del contacto entre las mismas. Redlin (1955), en el sector centro-oriental del Valle de Alcudia las consideró discordantes, basándose en la existencia de materiales carbonatados en la unidad superior, que los atribuyó erróneamente al Cámbrico, contradiciendo la hipótesis de su maestro Lotze, respecto a la continuidad sedimentaria entre Precámbrico y Cámbrico en el Dominio Lusitano-Alcúdico.

Bouyx (1970) extraepta esta discordancia al Valle del Esteras (Anticlinal de Valdemanco) y al Valle del Tirteafuera (Anticlinal de Abenójar), realizando la primera descripción detallada del Precámbrico y estableciendo dos conjuntos estratigráficos separados entre sí por una discordancia, a los cuales denomina respectivamente Serie Inferior y Serie Superior o de Hinojosa.

Crespo y Rey de la Rosa (1971) también ponen de manifiesto la existencia de dos series precámbricas separadas por una discordancia al sur de la población de Cabezarrubias.

Tamain (1972) consideró como "Alcudiense" al conjunto único de todas las series infraordovícas del Valle de Alcudia y de la "Plana de Argamasilla" (Anticlinal de Tirteafuera). Distingue las dos series de Bouyx pero las supone concordantes, interpretando las variaciones litológicas como cambios en el medio sedimentario y los denomina respectivamente Alcudiense Inferior y Alcudiense Superior.

Es a partir de éste último autor cuando empieza una época en la que se cuestiona la discordancia intraprecámbrica. Cabe mencionar entre otros, los trabajos de Vegas (1971); Parga y Vegas (1971); Arbin y Tamain (1973); Moreno (1977); Herranz *et al.*, (1977); Capote *et al.*, (1977); Roiz (1979); Vilas *et al.*, (1981) y Monteserín y López (1981 publicado en 1985).

Ortega y González Lodeiro (1986) aclaran puntualmente la problemática de la discordancia diferenciando en el Precámbrico, por criterios tectónicos, dos unidades distintas y poniendo en evidencia la existencia de una fase de plegamiento que afecta solo al conjunto inferior. Estos autores dudan, no obstante, de la importancia regional de la misma.

Durante la realización del Proyecto Hespérica para la investigación de fosfatos en los materiales precámbrico-cámbricos de la ZCI (MAYASA-IGME-ENCASUR 1983-1987), aumenta considerablemente el número de localidades donde se observa la discordancia; tanto a ella como a las series estratigráficas de referencia se hace mención en los trabajos de Nozal *et al.*, (1988 a y b); Lorenzo y Solé, (1988) y Robles y Álvarez-Nava, (1988) sintetizándose a escala regional en Álvarez-Nava *et al.*, (1988).

Al mismo tiempo, diversos autores ponen de manifiesto la existencia de la discordancia en otros sectores de la ZCI, por ejemplo, los trabajos de San José (1983), Peláez *et al.*, (1986), Vilas *et al.*, (1986), Pieren *et al.*, (1987) y Palero (1991, 1993).

Basándose en el trabajo del Proyecto Hespérica, y para el conjunto de sedimentos preordovícos de la mitad suroriental de la Zona Centroibérica, el equipo IGME-MAYASA establece tres grupos litoestratigráficos separados entre sí por discordancias de distinto tipo y descarta por tanto el término CEG o Complejo Esquisto-Grauváquico, ya que es una denominación genérica de todos ellos. Este trabajo, sintetizado en Álvarez-Nava *et al.*, (1988) propone la siguiente denominación de muro a techo:

- "Grupo Domo Extremeño" (Rifeense Superior-Vendiense).
- "Grupo Ibor" (Vendiense Superior-Cámbrico Inferior).
- "Grupo Valdelacasa" (Vendiense Superior?-Cámbrico Inferior).

Con posterioridad Santamaría (1995) establece una jerarquización estratigráfica de los sedimentos precámbrico-cámbricos del Anticlinal de Valdelacasa extrapolable a toda la ZCI. Define como Alogrupo un conjunto de complejos delimitados a techo y muro por discordancias regiona-

les y adapta la denominación anterior de Álvarez-Nava *et al.*, (*op. cit.*) cambiando el nombre de Grupo por el de Alogrupo (Figura 4).

A escala regional, el registro estratigráfico del Alogrupo Domo Extremeño (Santamaría, 1995), Grupo Domo Extremeño (Álvarez-Nava *et al.*, 1988) o también Alcudiense Inferior (Tamaín, 1972; Herranz *et al.*, 1977), se inicia con una potente serie de características turbidíticas (principalmente Tipo I “*sensu Mutti*”, 1985) y de carácter monótono, formada principalmente por grauvacas y pizarras dispuestas de forma rítmica, en la que ocasionalmente aparecen niveles de conglomerados. En algunas zonas puede presentar potentes tramos desorganizados (López Díaz, 1993; Molina Cámara *et al.*, 1987; Nozal *et al.*, 1988 a y b). La potencia estimada para este conjunto, del que se desconoce el muro, es muy aleatoria según los diversos autores: 6.000-7.000 metros (Bouyx, 1970); 10.000 metros (Tamaín, 1972); 2000 metros (Moreno, 1977); 15000 metros (Santamaría, 1995); 4.000-6.000 metros (Ramírez *et al.*, *in litt.*). Es difícil establecer una edad para este Alogrupo dada la práctica inexistencia de microfósiles. Mitrofanov y Timofeiev (1977) en San José (1983) atribuyen estos materiales al Rifeense en sentido amplio, sin descartar la posibilidad de que los niveles más altos alcancen el Vendiente Inferior. Palacios (1989) y Vidal *et al.*, (1994 a) proponen una edad Vendiente Superior para materiales que “suponen” pertenecientes a este Alogrupo en el Anticlinal de Valdelacasa. En esta memoria se atribuye una edad Rifeense Superior-Vendiente de acuerdo con Quesada *et al.*, (1990).

Fuera del área de estudio y discordante sobre los materiales anteriormente descritos (Discordancia Oretánica –Figura 4–) se dispone el Alogrupo Ibor (Santamaría, 1995), Grupo Ibor (Álvarez-Nava *et al.*, 1988), o también Alcudiense Superior (Tamaín, 1972; Herranz *et al.*, 1977). Se trata de un conjunto limolítico-pelítico con intercalaciones de areniscas, conglomerados, calizas y calcoesquistos que se interpreta asociado a una plataforma mixta detritico-carbonatada que puede llegar a tener facies de talud. La potencia es muy variable a escala regional desde los 150 a los 700 metros. Su contenido paleontológico consiste en acritarcos, icnofósiles, estromatolitos y algas macroscópicas clasificadas dentro del grupo Vendotaenidae. La icnofauna encontrada en estas facies en el sector central del Valle de Alcudia permitió atribuir esta sucesión al Vendiente Superior (Vilas *et al.*, 1986; San José *et al.*, 1990). Posteriormente, García Hidalgo (1993) indica que por la presencia de pistas fósiles de tipo “cámbrico” en el Alcudiense Superior del Valle de Alcudia, al menos una parte de este Alcudiense Superior es en realidad Cámbrico Inferior. Vidal *et al.*, (1994 a) también estudian la parte alta de la sucesión del Alcudiense Superior al este de San Lorenzo de Calatrava, que atribuyen al Cámbrico Inferior. En resumen y de acuerdo con García Hidalgo (*op. cit.*) se puede indicar que parte del Alogrupo Ibor es Cámbrico y por tanto atribuir la edad del Alogrupo al Vendiente Superior-Cámbrico Inferior.

Discordante indistintamente sobre los Alogrupos Domo Extremeño e Ibor, en áreas de la ZCI que también están fuera de la zona de estudio, se dispone el Alogrupo Valdelacasa (Santamaría, *op. cit.*) o también Grupo Valdelacasa (Álvarez-Nava *et al.*, *op. cit.*). Dentro del mismo y en su sección más completa (Antiforma de Valdelacasa) se han reconocido de muro (Discordancia Oretánica + discordancia II) a techo (Discordancia Toledánica –Figura 4–) varios Complejos: Fuentes, Pusa, Azorejo y Navalucillos (Moreno, 1974 y 1975; San José *et al.*, 1974; Álvarez-Nava *et al.*, 1988; Santamaría, 1995). El Complejo Fuentes (165 metros) corresponde aquí a un olistostroma calcáreo discontinuo, cuyos cantos provienen de la destrucción de la plataforma detritico-carbonatada del Alogrupo Ibor. El Complejo Pusa (4000 metros) es una sucesión de predominio limoso-pelítico, con frecuentes tramos desorganizados y con niveles de cuarzo y fosfato intercalados que se enmarca en un contexto de plataforma-talud. El Complejo Azorejo (600 metros), en tránsito gradual sobre el anterior, está formado por alternancias de areniscas y pizarras que representan una progresiva somerización de la cuenca, reconociéndose facies de “near shore”. El Complejo Calizas de los Navalucillos (150 metros) está constituido por calizas, dolomías y materiales detriticos que corresponden a depósitos perimareales y bioconstruidos (arqueociatos y algas). La edad estimada para el Alogrupo oscila desde el Vendiente del Complejo Fuentes (Vidal *et al.*, 1994 b) hasta el Ovetiense Superior (tramo medio del Cámbrico Inferior) para el Complejo Navalucillos (Perejón, 1984).

3.3.1.1. Precámbrico Superior

Pizarras y grauvacas (–18– Mapa y Figura 3). Alogrupo Domo Extremeño. Rifeense Sup-Ven-diente.

Los materiales del Proterozoico Superior para el Sector Centro-Occidental de Extremadura corresponden al denominado “Alogrupo Domo Extremeño” (Santamaría, 1995) o también Alcu-diente Inferior (Tomain, 1972; Herranz *et al.*, 1977). Se han reconocido dos facies de difícil extrapolación regional: *a) Facies turbidíticas* que se asemejan al Complejo Estomiza y *b) Facies limosopelíticas* que se asemejan al Complejo Limolitas del Cubilar.

a) Las facies turbidíticas o afloramientos asimilables al Complejo Estomiza (Santamaría, 1995) se interpretan como pertenecientes a abanicos turbidíticos en los cuales se diferencian tres partes principales: facies de lóbulo proximal, facies de interlóbulo o franjas de lóbulos y facies de lóbulo distal.

El lóbulo proximal está constituido principalmente por capas arenosas dispuestas en ciclos de orden métrico y con granulometría fina (esporádicamente media). Las estructuras sedimentarias son poco claras, sólo la granoclasificación positiva (a veces dudosa) y techos ligeramente ondulados. La morfología de las capas arenosas es planoparalela con continuidad lateral mínima decamétrica. El porcentaje de capas arenosas respecto a la fracción pelítica es del 80%. Se trata de litarenitas con matriz caolinítica o silícea, con un gran porcentaje de fragmentos de roca de procedencia volcánica (López Díaz *et al.*, *in litt.*).

Las facies de interlóbulo o franjas de lóbulo están formadas por una alternancia arenoso-pelítica, en la que las capas arenosas representan del 20 al 50% respecto a la fracción pelítica. La granulometría de las capas oscila de fina a muy fina y tienen espesores decimétricos. Las capas mayores de 10 cm pueden presentar laminación paralela y gradación o ripples a techo; si decrece la energía pueden perder los intervalos de laminación paralela o ripples y pasar lateralmente a “TBT” (thin bed turbidites) que son capas que no superan los 10 cm de potencia.

La gran extensión cartográfica que pueden adquirir estas facies, así como las descritas para el lóbulo proximal, ha llevado a algunos autores a definirlas como “Facies Organizadas” (Amor *et al.*, 1983; Ortega y Sánchez Vizcaíno, 1983; Rubio *et al.*, *in litt.*). También pueden evolucionar a depósitos desorganizados a partir de un incremento de los procesos de fluidificación y deformación hidroplástica, motivados por una mayor tasa de agua en el sedimento o por motivos puramente gravitacionales; en ese sentido estos depósitos también pueden adquirir gran desarrollo cartográfico y se les ha denominado “Brechas Intraformacionales” o también “Facies desorganizadas” (Nozal *et al.*, 1988 a y b; Piles *et al.*, 1989; Pieren *et al.*, 1989; Rubio *et al.*, *in litt.*).



Foto 5. Detalle del Alogrupo Domo Extremeño (antiguo Complejo Esquisto-Grauváquico –CEG–) en el Río Salor, Aliseda (Cáceres). Se puede observar en detalle un tramo con ripples de corriente en una TBT (Thin Bed Turbidites).

Los tramos más pelíticos presentan finas intercalaciones arenosas o TBT que corresponden a turbiditas diluidas, es decir las partes más distales de una corriente turbidítica (las TBT nunca superan los 10 cm de potencia). Algunas capas presentan laminación paralela de base y ripples de corriente a techo (Foto 5).

Las facies de lóbulo distal son eminentemente pelíticas y en ellas se pueden intercalar finas capas turbidíticas (turbiditas diluidas) que suponen menos del 10% respecto a la fracción pelítica. Las pelitas tienen color gris y en algunos afloramientos se pueden distinguir las alóctonas, que corresponden a la pelita de decantación asociada a una corriente de turbidez, de las autóctonas que también se han sedimentado por decantación.

b) *Las facies limoso-pelíticas o afloramientos asimilables al Complejo Cubilar* (Santamaría, 1995) de las que se han diferenciado tres tipos, se enmarcan en un contexto de plataforma con fondos euxínicos.

Limolitas grises que son generalmente masivas, pueden incluir alguna capa aislada de arena fina y espesor centimétrico; presentan superficies netas de estratificación y se alteran a colores verde claro y ocre.

Pelitas y limolitas bandeadas; presentan un bandeadío planoparalelo entre términos con mayor o menor contenido en restos carbonosos. La frecuencia habitual es de 3-5 mm aunque también se encuentran pelitas microbandeadas con frecuencias inferiores al mm y bandas carbonosas de hasta 4 cm de espesor. Los términos carbonosos se alteran a colores gris-verde oscuros y los términos con menor contenido en restos carbonosos a gris claro y beige. El desarrollo de estas facies puede verse interrumpido intermitentemente por la llegada de material limoso (López Díaz *et al.*, *in litt.*).

Limos mixtos; incluyen las facies de tránsito entre las dos litologías anteriores. Se trata de pelitas limosas y limolitas con bandas y láminas carbonosas discontinuas.

3.3.2. Materiales Paleozoicos (postcámbricos)

Los materiales paleozoicos postcámbricos, discordantes sobre el Alogrupo Domo Extremeño, ocupan dos grandes Sinformes de dirección aproximada NO-SE, el de la Sierra de San Pedro (Foto 6) y el de La Codosera-Puebla de Obando, ambos de unos 90 Km de longitud y una anchura máxima de 10 km. Su característica más notable es la gran profusión de tramos cuarcíticos en el infra-Devónico Superior, así como los frecuentes cambios laterales de facies dentro del Devónico Superior.

La sucesión postcámbrica es bastante completa (con excepción del Devónico Medio) y está constituida principalmente por materiales detríticos (cuarcitas, areniscas y pizarras) alternantes, salvo hacia la parte alta de la misma (a partir del tramo más alto del Devónico Superior) en que empiezan a aparecer carbonatos, rocas volcánicas y conglomerados. Todos estos materiales pueden alcanzar un espesor entre 4.100 y 4.900 metros y comprenden términos desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Superior.

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

3.3.2.1. Ordovícico

El Ordovícico está irregularmente representado, tanto en el Sinforme de la Sierra de San Pedro como en el de La Codosera-Puebla de Obando. Esto es debido por una parte, a los cabalgamientos sobre el mismo de los materiales del Alogrupo Domo Extremeño y de los materiales del Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (Unidad Alóctona) y por otra, al efecto producido por las fallas distensivas frágiles o frágil-dúctiles intradevónicas y a su reactivación durante la etapa compresiva hercínica (ver apartado 7).



Foto 6. Panorámica del Sinforme de la Sierra de San Pedro antes de llegar a Aliseda. El resalte topográfico viene señalado por la Cuarcita Armoricana del Ordovícico Inferior (Arenig).

La base del Ordovícico (s.l.) para la Zona Centroibérica es una discordancia angular de primer orden (Discordancia Toledánica –Figura 4–) que separa estos materiales de los infrayacentes más antiguos (Lotze, 1956). Esta discordancia representa el límite entre dos Hiperciclos sedimentarios. Los materiales correspondientes al Ordovícico forman una megasecuencia sedimentaria que aquí, y para su mejor descripción, se subdivide en tres unidades sucesivas: dos correspondientes al Ordovícico Inferior y una al Ordovícico Medio-Superior.

Areniscas ocres bioturbadas, conglomerados y pizarras (–21– Mapa y Figura 3). Arenig.

Conforman la unidad basal (Unidad del Hito), detrítica y constituida predominantemente por areniscas ocres y rojizas bioturbadas, dispuestas en bancos decimétricos, que alternan con niveles métricos de conglomerados clastosoportados, con cantos de cuarzo y lidita y algún nivelillo milimétrico de lutitas (estratificación flaser). A escala regional tiene numerosas denominaciones: “Series Basales Rojas”, “Formación Sarnelha”, “Capas Intermedias” (Lotze 1956), “Serie Púrpura” (Moreno, 1977), capas “Lie de Vin” (Tomain, 1972) etc. El espesor en la Sierra de San Pedro es desde inexistente, a algunas decenas de metros (no se puede precisar debido a los recubrimientos de los coluviones de la Cuarcita Armoricana). En el flanco norte del Sinforme de La Codosera – Puebla de Obando, en las cercanías de Jola, es del orden de 120 metros y en el flanco sur de unos 80 metros, aunque en zonas razonablemente próximas (Sierra de Rena) puede alcanzar los 880 metros (Leyva *et al.*, *in litt.*). Esta serie, que junto con la Cuarcita Armoricana presentan un carácter marcadamente transgresivo, a escala regional, parecen configurar un sistema deposicional que evoluciona desde “fan deltas” en paso a llanuras de marea y plataformas silicicísticas con dominio de tormentas. La edad es Arenig basal (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990).

30

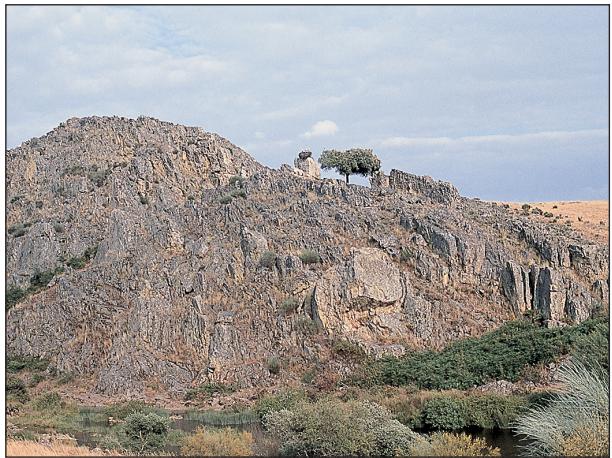


Foto 7. Detalle de la Cuarcita Armoricana del Arenig, Ordovícico Inferior (22 del Mapa) en la zona de Los Riscos, Alburquerque.

otras intercalados con niveles pizarrosos, en cuyo caso, además de ser algo micáceos, presentan una morfología ondulada y estratificación cruzada planar o en surco. También se observa en esta formación un desarrollo notable de venas de cuarzo. Tiene un tamaño de grano medio-fino y está recristalizada. La edad atribuida a la Cuarcita Armoricana es Arenig (Hernández Pacheco 1954; Martín Herrero y Bascones 1982; Piles *et al.*, 1989 etc.)

Alternancias de pizarras y cuarcitas con algún nivel de areniscas (–23– Mapa y Figura 3). Ordovícico Medio-Superior.

El Ordovícico Medio-Superior se representa en este Mapa como una única unidad cartográfica (aunque no es una unidad sedimentaria s.s.); en realidad es la suma de tres unidades cartografiadas

Cuarcita Armoricana. Ortocuarcitas (–22– Mapa y Figura 3). Arenig.

Por encima de la Unidad del Hito o directamente discordante sobre el Alogrupo Domo Extremeño se sitúa la Cuarcita Armoricana (Foto 7). Es una formación muy singular y destacable por ser la mayor parte de las veces, el elemento principal constructor del relieve, de aquí su importancia como nivel guía cartografiable. Su potencia es variable, desde los 6-30 metros en la Sierra de San Pedro a los 80-100 metros de la Sierra del Naranjal (Alburquerque-Pino). Corresponde a una ortocuarcita blanca bien estratificada, con estratos métricos (escasas veces) en los que pueden observarse términos microconglomeráticos, o deci-centimétricos (más frecuentemente) unas veces amalgamados, en los que no se distinguen estructuras internas, y

a escala 1:50.000 (MAGNA), que en el Sinforme de la Sierra de San Pedro se han denominado, por orden de antigüedad: Pizarras con intercalaciones de areniscas, Cuarcitas ocres y Pizarras oscuras (López Díaz *et al.*, *in litt.*), o también Unidad de Elice, Cuarcitas del Torrico y Pizarras de Valdesauce (Soldevila, 1991 y 1992). En el Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando, el Ordovícico Medio-Superior ha sido descrito como una única unidad denominada Unidad de Aguas Claras (Soldevila, *op. cit.*). La potencia de la sucesión es variable, unos 500 metros en la Sierra de San Pedro y 200 metros en el Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando.

En la Sierra de San Pedro (donde la sucesión ordovícica es más completa) el tramo basal denominado “Pizarras con intercalaciones de areniscas (Unidad de Elice)” de unos 300 metros de potencia y en contacto normal con la Cuarcita Armoricana, es de predominio pizarroso aunque con frecuentes intercalaciones deci-centimétricas de areniscas. La edad de este tramo de abundante contenido fosilífero es Llanvirn-Llandeilo (López Díaz *et al.*, *in litt.*; Soldevila, 1991).

Sobre el tramo anterior hay una importante intercalación de cuarcitas de 10 a 40 metros de potencia (Cuarcitas Ocres o del Torrico) bien estratificadas en bancos métrico-decimétricos. Hacia la base están bastante fracturadas y en la parte alta presentan estratificación cruzada de “megaripples” de oscilación. Es de color blanco crema y estas cuarcitas equivalen a las Cuarcitas Botella o Cuarcitas de Cantera de Sierra Morena Oriental (Tamaín, 1972).

La sucesión culmina con un tramo (180 metros) de predominio pizarroso, son las Pizarras oscuras (Pizarras de Valdesauce). La base son pizarras (15 metros) sobre las que hay un tramo arenoso de capas centi-milimétricas con laminación ondulada y techos de ripples. Por encima hay un conjunto de unos 50 metros de pizarras gris-azuladas y sobre ellas un nuevo tramo arenoso. La edad que se le atribuye es Caradoc Superior-Ashgillense (López Díaz *et al.*, *in litt.*).

Si se agrupan, desde el punto de vista sedimentológico, la Unidad basal (Unidad del Hito), la Cuarcita Armoricana y el tramo inferior (Unidad de Elice) el resultado es una transgresión, ya que se pasa de una etapa de plataforma a otra de plataforma – talud. El tramo intermedio de cuarcitas (Torrico) se interpreta como correspondiente a una plataforma marina somera y el superior (Pizarras de Valdesauce) como depósitos correspondientes a una plataforma con acción del oleaje (López Díaz *et al.*, *in litt.*).

A escala regional, comienzan a aparecer emisiones volcánicas y plutonismo que son el resultado de una tectónica cada vez más activa.

3.3.2.2. Silúrico-Devónico Inferior

Los afloramientos del Silúrico-Devónico Inferior están irregularmente representados debido al efecto producido por las fallas distensivas sinsedimentarias y su reactivación durante la etapa compresiva hercínica, que van a condicionar la deposición de los materiales. Se localizan principalmente en el flanco norte de la Sierra de San Pedro y en ambos flancos del Sinforme de La Codosera – Puebla de Obando.

En el Sinforme de la Sierra de San Pedro tanto los materiales silúricos como los devónico inferiores se han agrupado en una sola unidad (~24– Mapa y Figura 3) aunque, a escala 1:50.000 (MAGNA), son diferenciables tres unidades, que de muro a techo se conocen como; Cuarcitas claras, Pizarras negras y Areniscas ferruginosas y pizarras (López Díaz *et al.*, *in litt.*) o también Cuarcitas del Jabonero, Pizarras de Valdelasmanos y Cuarcitas de Aliseda (Soldevila, 1991 y 1992). En el Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando esta sucesión es peor conocida y tentativamente las citadas unidades podrían corresponder, en el mismo orden, con parte de la Unidad de Sierra Fría, la Unidad de la Calera Inferior y la Unidad de la Calera Superior (Santos y Casas, 1980).

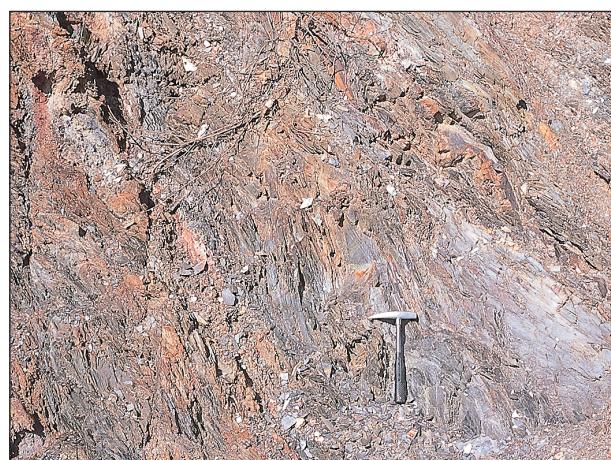
Los materiales pertenecientes al Silúrico en el Sinforme de la Sierra de San Pedro (Cuarcitas del Jabonero + Pizarras de Valdelasmanos) tienen unos 350 metros de potencia y son escasamente fosilíferos a diferencia de otras áreas de la ZCI. El Devónico Inferior (Cuarcitas de Aliseda) tiene una potencia relativamente reducida (300 metros) y no está muy bien caracterizado dada la escasez de yacimientos fosilíferos. Por otra parte, atribuimos a esta serie el tramo carbonatado ubicado en el

Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando, denominado Caliza de la Calera (–24 a– Mapa y Figura 3), de discutible posición cronoestratigráfica pero que consideramos diferente de las Calizas de San Antonio (–26 a– Mapa y Figura 3). Igualmente, se ha definido en la zona de estudio, como en otras áreas de la ZCI, una probable laguna mesodevónica ya reconocida por Almela *et al.*, (1962), Puschmann (1966), Vergés (1983) y Pardo y García Alcalde (1984).

Cuarcitas, pizarras negras y areniscas con intercalaciones de pizarras (–24– Mapa y Figura 3). Silúrico-Devónico Inferior.

El Silúrico comienza por un nivel de Cuarcitas claras (Cuarcitas del Jabonero), que puede oscilar entre los 15 y los 80 metros de potencia. Los dos tercios inferiores suelen tener aspecto masivo y en el tercio superior los bancos, de espesor deci-centimétrico, tienen una morfología ondulada y las estructuras internas son laminación paralela y estratificación cruzada de “megaripples” de oscilación.

A escala regional equivalen a la Cuarcita del Criadero del Sinclinal de Almadén (Almela *et al.*, 1962) o a las Cuarcitas Superiores (Tomain, 1972). 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. Se le atribuye una edad Llandover.



32

Foto 8. Pizarras negras ampelíticas con restos de graptolites del Silúrico. (24 del Mapa). Carretera del pantano de la Peña del Águila (Villar del Rey).

oleaje sobre el fondo donde los materiales se ordenan en secuencias granocrecientes. Los fósiles encontrados en este tramo indican una edad Wenlock Superior (Soldevila, 1991 y 1992).

En tránsito gradual, definido por el aumento en número y espesor de los niveles cuarcíticos, están las alternancias de cuarcitas ferruginosas y pizarras (Cuarcitas de Aliseda). Este tramo superior, con una potencia estimada de unos 300 metros, consiste en una alternancia de areniscas y pizarras en proporciones variables, de color gris (dominante) y también amarillento o rojizo. Se observan laminación paralela, ondulada (“wavy”), estratificación cruzada ondulada (hummocky) y laminación cruzada de “ripples” de oscilación. Este tramo se interpreta como una serie de plataforma continental con acción del oleaje sobre el fondo. Se le atribuye una edad Devónico Inferior (López Díaz *et al.*, *in litt.*) aunque su ubicación concreta en la sucesión paleozoica no está muy ajustada (Soldevila, 1991).

Calizas de la Calera. Formación Escusa (–24 a– Mapa y Figura 3).

Se observan exclusivamente en el Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando y si bien en anteriores trabajos se consideraban equivalentes a las calizas de San Antonio (Santos *et al.*, *in litt.*; Soldevila, 1991 y 1992), en el Mapa que aquí se presenta, por su posición dentro de la sucesión estratigráfica y porque las calizas de San Antonio son un horizonte carbonatado con presencia de pizarras, lítitas, calcoesquistos y brechas calcáreas, no observables en la Calera, se reconocen y cartografián como pertenecientes a un tramo diferente dentro de la serie.

En el campo afloran como un conjunto carbonatado, de carácter masivo o mal estratificado, de unos 300 metros de potencia. Son calizas y dolomías grises, pardas o blanquecinas, unas veces recristalizadas y otras de aspecto oqueroso en las que es frecuente observar arcillas rojas ferruginosas de decalcificación. Gumié et al., (1976) citan la presencia de restos de crinoides y corales, y Santos y Casas (1980) hacen referencia a la presencia de crinoideos en el Cortijo del Fontanar que atribuyen al Coblense Superior-Eifeliense. Aquí se les asigna una edad Devónico Inferior en base a dataciones paleontológicas realizadas en el sector portugués del Sinforme (Perdigão, 1967, 1973- 74).

3.3.2.3. Devónico Superior

Es la sucesión paleozoica que tanto en el Sinforme de la Sierra de San Pedro, como en el de La Codosera-Puebla de Obando, ocupa mayor extensión cartográfica y tiene también mayor potencia. El contacto con el Devónico Inferior (Cuarcitas de Aliseda) es transicional desde el punto de vista sedimentario, aún cuando existe una probable laguna mesodevónica como se ha indicado en el apartado anterior.

El Devónico Superior (Frasniense-Fameniense) tiene una potencia total estimada de más de 1600 metros con varias unidades cartografiadas a escala más reducida (MAGNA), tanto en un sinform como en el otro. En este Mapa se han integrado en una unidad (26) los dos dominios, de características litoestratigráficas distintas, producto de la separación de la cuenca en dos zonas por efecto de un sistema de fallas distensivas sinsedimentarias (ver apartado 7).

Alternancias de cuarcitas ferruginosas y pizarras (–25– Mapa y Figura 3). Frasniense-Fameniense.

Bajo esta denominación y en lo que respecta al Sinforme de la Sierra de San Pedro, que es el mejor conocido, agrupamos varias unidades fundamentalmente detríticas que, de muro a techo, se conocen como: Alternancias de cuarcitas y pizarras, Cuarcitas, Pizarras y cuarcitas y por último Cuarcitas (López Díaz et al., *in litt.*) o también y correlativamente Unidad de la Víbora, Cuarcitas del Aljibe, Unidad del Castaño y Cuarcitas de Peñaquemada (Soldevila, 1991). Se han correlacionado (en base a dataciones paleontológicas) con la Unidad de Valdeborracho definida por Soldevila (*op. cit.*) en el Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando, aunque en una posición distinta a la expresada por el citado autor en la columna estratigráfica, es decir la Unidad de Valdeborracho estaría a muro de la Unidad de Gévora y no al revés.

En contacto gradual con el Devónico Inferior (Cuarcitas de Aliseda) por un aumento del contenido pelítico, están las Alternancias de cuarcitas y pizarras (Unidad de la Víbora) de unos 350 metros de potencia. El muro es pizarroso, aumentando el contenido areníscoso hacia la parte media-alta de la sucesión, en bancos finos en los que se detectan las mismas estructuras sedimentarias que en la unidad infrayacente y que culmina en un contacto bastante neto con las Cuarcitas del Aljibe suprayacentes. Se interpreta el tramo basal de esta sucesión como una serie de plataforma continental con acción del oleaje sobre el fondo. La edad es Frasniense (Soldevila, *op. cit.*).

Sobre las alternancias, y en posición concordante, están las Cuarcitas (Cuarcitas del Aljibe) constituidas por areniscas grises en bancos medios a gruesos con morfología ondulada y alguna estratificación cruzada. En la base se detectan frecuentemente areniscas ferruginosas (Foto 9) con interestratificaciones de limonita y en el



Foto 9. Alternancias de areniscas ferruginosas y pizarras (25 del Mapa) de la base del Devónico Superior. Carretera del pantano de la Peña del Águila (Villar del Rey).

tramo superior nódulos centimétricos de hematites, que al meteorizarse y desaparecer dejan huequillos como un rasgo muy distintivo de ellas. Desde el punto de vista sedimentario se interpretan, junto con la parte alta de la Unidad de la Víbora, como una megasecuencia somerizante. La edad es Frasniente (Soldevila, *op. cit.*).

En tránsito gradual con las cuarcitas están las Pizarras y cuarcitas (Unidad del Castaño) constituidas por una alternancia (75 a 300 metros) de pizarras de tonos grises y aspecto compacto y capas arenosas de tonos claros, potencia deci-centimétrica y morfología ondulada de “ripples” de oscilación y en las que también se puede observar laminación paralela y bioturbación. Reflejan un ambiente marino de plataforma con aportes arenosos por oleajes de tempestad. Se atribuyen al Devónico Superior sin más precisión.

Sobre las pizarras y cuarcitas y en contacto normal se sitúan las Cuarcitas (Cuarcitas de Peñaquemada) con una potencia entre los 25 y 75 metros. La mitad inferior es una alternancia de pizarras y areniscas grises y blancas en bancos decimétricos y morfología ondulada; la mitad superior es solo arenosa en bancos deci-centimétricos amalgamados con abundantes estructuras internas. La edad, también sin precisar, es Devónico Superior.

Serie volcano-sedimentaria, constituida por pizarras, calizas, areniscas y grauvacas (–26– Mapa y Figura 3) con intercalaciones de diabasas (27) y riolitas (28). Frasniente-Fameniente.

Es la suma de dos unidades cartográficas del Sinforme de la Sierra de San Pedro que, a escala 1:50.000 (MAGNA), se han descrito separadamente (Pizarras oscuras y Pelitas pardas y vulcanitas, López Díaz *et al.*, *in litt.*) pues ocupando la misma posición estratigráfica presentan características litoestratigráficas distintas. En este sentido las diferencias se interpretan como debidas a la partición de la cuenca en dos zonas por el efecto de fallas distensivas; una estable con pocos sedimentos y otra más profunda e inestable que se rellena rápidamente y en la que hay una importante participación volcánica. Se corresponden en su conjunto y en el mismo Sinforme, con la Unidad de la Graña (Soldevila, 1991 y 1992). Podrían equivaler y así se han representado en el Mapa (aunque con dudas y al margen de la problemática ubicación de las unidades carbonatadas dentro de la columna estratigráfica) a la Unidad de Gévora (Santos y Casas, 1980; Soldevila, 1991) en el Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando.

La primera de ellas, Pizarras oscuras puede alcanzar los 200 metros de potencia; la parte basal (100 metros) consiste en pizarras verdosas con bancos de areniscas intercalados y coladas riolíticas de hasta 25 metros de espesor. La parte media (25 metros) son areniscas en bancos decimétricos y el tramo superior está constituido por

pizarras negras con nódulos, que contienen fósiles. Estas facies se interpretan como depositadas en un medio marino de plataforma abierta. La edad es Frasniente y posiblemente Fameniente (López Díaz *et al.*, *in litt.*).

La segunda de pelitas pardas y vulcanitas puede alcanzar los 1200 metros de potencia, aunque es difícil de estimar, dados los recubrimientos cuaternarios que podrían ocultar importantes accidentes tectónicos. Es una serie pelítico-arenosa con intercalaciones cuarcíticas cartografiadas, en la que son frecuentes los niveles de areniscas slumplinzadas y los conglomerados con cantos blandos que flotan en una matriz pelítica (*mud supported*). También existe una importantísima participación volcanogénica de tobas, cineritas, riolitas y sobre todo diabasas, dando lugar a una serie volcano-sedimentaria (Foto 10). En las piza-

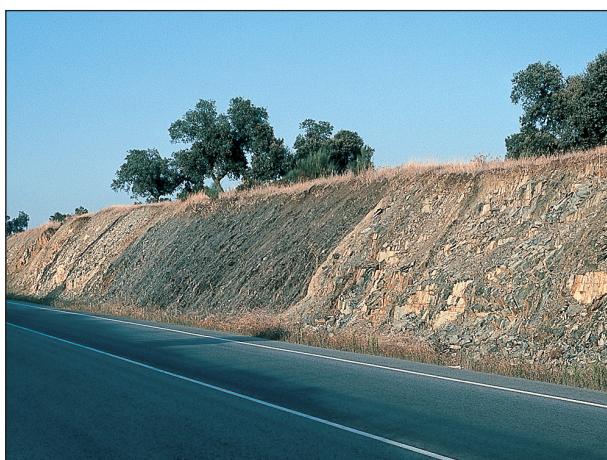


Foto 10. Serie volcano-sedimentaria del Devónico Superior (26 del Mapa) constituida por pizarras, calizas, lítitas, areniscas y grauvacas, con intercalaciones de potentes diques de diabasas y riolitas plegadas. Carretera de Puebla de Obando a Badajoz.

rras predominan los tonos pardo-amarillentos y las areniscas, en bancos deci-centimétricos, pueden presentar granoclasiación e incluir microconglomerados con algunos fragmentos atribuidos a restos de plantas. Así mismo pueden presentar laminación paralela y laminación cruzada de ripples de oscilación. Esta serie refleja un ambiente marino relativamente profundo, en el que el transporte de material puede deberse a corrientes desencadenadas por tempestades. La edad, dado el contenido fosilífero, es Frasniente-Fameniente Superior (López Díaz *et al.*, *op. cit.*).

Calizas de S. Antonio (–26 a– Mapa y Figura 3).

Se ubican en el tramo más alto de la sucesión devónica del Sínforme de La Codosera-Puebla de Obando, formando un horizonte carbonatado que no supera los 150 metros de potencia. Es un conjunto constituido por alternancias de calizas grises y negras, bien estratificadas en bancos de espesores deci-centimétricos, pizarras grafitosas (ampelíticas) con pirita, lítitas y brechas calcáreas (Foto 11) que contienen cantos de calizas y lítitas deformados. Estas brechas constituyen el nivel mineralizado en Sb-W de la mina de San Antonio (Gumié, 1983; Arribas y Gumié, 1984; Gumié y Arribas 1987) con potencias que oscilan entre 1'8 y 2'2 metros (véase capítulo 9). En ocasiones se observan estructuras sedimentarias como grano-selección, ripples y “slumps” gravitacionales. Todo el conjunto presenta abundante “veining” de calcita, resultado de removilizaciones tectónicas hercínicas (fracturación). Desde nuestro punto de vista, este tramo carbonatado es equivalente, por su posición en la sucesión estratigráfica y por similitud de facies, al tramo inferior (basal) de pizarras, tobas, lítitas y calizas (Unidad de Perna) del Carbonífero Inferior (29), no habiéndose representado como tal debido al resultado negativo de las muestras analizadas para conodontos (ausencia de los mismos).

Diabasas (–27– Mapa y Figura 3).

Afloran en forma de “sills” entre los materiales más altos del Devónico Superior y sufren el mismo comportamiento mecánico que ellos, plegándose como el resto de las pizarras encajantes (véase Mapa y apartado 7). La longitud es en muchos casos pluri-kilométrica y la potencia variable métrico-decamétrica (raramente hectométrica). Si la roca está fresca presenta disyunción en bolos (Foto 12), pero lo más frecuente es que estén alteradas dando al afloramiento una tonalidad pardo-rojiza característica. Son rocas con textura subofítica y un tamaño de grano medio-fino. Están constituidas por plagioclasas tabulares, zonadas y entrecruzadas que rodean a cristales xenomorfos de augita. Con frecuencia los piroxenos presentan escasa hornblenda marginal. Otros minerales son laminillas biotíticas agrupadas, además de esfena y apatito como



Foto 11. Detalle de las calizas de San Antonio del Devónico Superior-Carbonífero Inferior (26 a del Mapa). Se trata de calizas negras bien estratificadas, brechas calcáreas deformadas y pizarras negras. Obsérvese la verticalización de la brecha deformada encajante de la mineralización de antimonio de San Antonio. Se trata del flanco normal de un pliegue de propagación asociado a un cabalgamiento vergente al norte que se verticaliza en superficie. Socavón este, mina San Antonio (nº 88), Alburquerque (Badajoz).

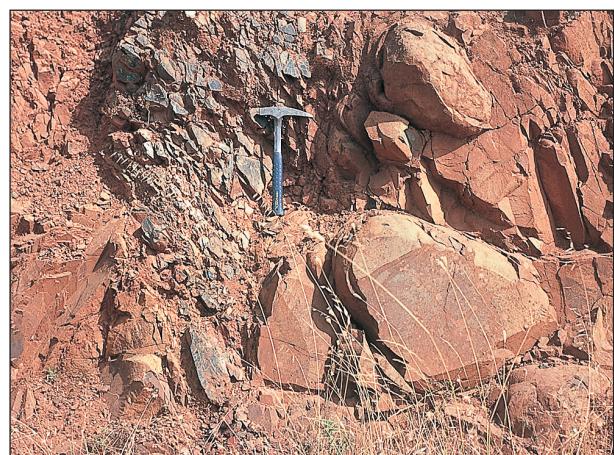


Foto 12. Detalle de las diabasas interestratificadas (27 del Mapa) en la serie volcánico-sedimentaria del Devónico Superior (26 del Mapa) cerca de la mina San Antonio, Alburquerque (Badajoz).

accesorios más comunes. Al estar muy alteradas es corriente encontrar plagioclasas en seudomorfosis saussuríticas y los piroxenos convertidos en agregados de tremolita acicular asociada a actinolita xenomorfa prismática.

Riolitas (–28– Mapa y Figura 3).

En el Mapa solamente se ha representado un lentejón de 2-3 Kilómetros de longitud y 10-15 metros de anchura si bien son relativamente abundantes aunque en niveles de escasa importancia. Son rocas de tonos blanco-amarillentos con bastante alteración meteórica, reconociéndose en el campo clastos milimétricos de cuarzo. Al microscopio se observan deformadas, lo que dificulta el reconocimiento de los minerales primarios, no obstante, se encuentran fenocristales de cuarzo de hasta 8 mm, redondeados y con golfos de corrosión. También se reconocen cristales de feldespato potásico microclinizado y de plagioclasas macladas sin zonar. La matriz está constituida por feldespato potásico criptocristalino, entremezclado con laminillas sericíticas y cloríticas.

3.3.2.4. Carbonífero

Los materiales carboníferos, exclusivos “a priori” del Sinforme de la Sierra de San Pedro, pueden agruparse en dos conjuntos: el Carbonífero Inferior, en disposición concordante con el Devónico Superior y el Carbonífero Superior discordante sobre el resto de la secuencia paleozoica.

36

Pizarras, tobas, liditas y calizas (–29– Mapa y Figura 3). Carbonífero Inferior. Tournaisiense-Viseense.

Con esta descripción se agrupan tres unidades diferenciadas a escala 1:50.000 (MAGNA), que de muro a techo se conocen como *Pizarras, tobas, liditas y calizas, Calizas oscuras y fétidas y Pizarras verdes y grises* (López Díaz et al., *in litt.*) o también Unidad de Perna, Caliza de Valdelascasas y Pizarras de las Huertas (Soldevila, 1991).

El Carbonífero Inferior se inicia con una serie de materiales volcanosedimentarios, que contienen pizarras, tobas, liditas y calizas (Unidad de Perna) y que en posición aparentemente concordante con los materiales devónicos infrayacentes, están sujetos a numerosos cambios de facies. La

potencia de los mismos oscila entre los 20 y los 200 metros. A muro de esta sucesión se encuentran rocas andesíticas verdosas con disyunción en bolas y estructura vacuolar microcristalina, a veces brechoide (“tuffbrekzie” de Kelch, 1957) y a veces con texturas peperíticas, sobre las que hay niveles alternantes de lutitas y areniscas de tonos violáceos y capas de calizas grises oscuras y fétidas con algún resto de crinoides. Intercaladas ocasionalmente entre estos materiales puede haber liditas en bancos deci-centimétricos. Estos materiales se interpretan como sedimentos de plataforma marina con aportes volcanoclásticos. Dados los fósiles encontrados, solamente se puede indicar que es Carbonífero Inferior sin más precisiones.



Foto 13. *Calizas karstificadas, con arcillas de decalcificación, del Carbonífero Inferior, Tournaisiense-Viseense en el Sinforme de la Sierra de San Pedro, cerca de Aliseda (29 del Mapa). Es el encajante de la mineralización de fosfatos de El Caracol, Aliseda.*

Concordantes con los materiales infrayacentes descritos y con notables procesos de karstificación, están las Calizas oscuras y fétidas (Calizas de

Valdelascasas) con una potencia de 50 metros. Son calizas masivas, de color gris-oscuro y fétidas, de grano fino y muy recristalizadas, con huecos de origen kárstico (Foto 13) y en las que no está definida ni la estratificación ni la esquistosidad. Se interpretan como acumulaciones de restos bioclásticos en una plataforma carbonatada. La fauna de Corales, Braquiópodos, Foraminíferos y Conodontos detectada indica una edad Tournaisiense Superior-Viseense Medio (López Díaz *et al.*, *in litt.*). En estas calizas hay mineralizaciones de fosfatos (véase capítulo 9).

Sobre los materiales anteriores y en tránsito normal aflora una sucesión de Pizarras verdes y grises (Pizarras de las Huertas). Son pizarras con la tonalidad citada que tienen intercalaciones de niveles de calizas con restos de crinoides y capas cineríticas amarillentas en una serie de gran monotonía. El tramo aflorante (se desconoce el techo) tiene unos 200 metros de potencia. La edad se atribuye al Carbonífero Inferior por comparación con otras áreas próximas (Bochmann, 1956).

Conglomerados, arenas y pizarras (–30– Mapa y Figura 3). Carbonífero Superior

Se encuentran en este Mapa únicamente en el Sinforme de la Sierra de San Pedro, en un afloamiento de reducidas dimensiones (1 km^2) y escasa potencia (50 metros), aunque en el Mapa contiguo del Sector Central de Extremadura adquieren considerable desarrollo. Los conglomerados son poligénicos y heterogranulares, mostrando una disminución de tamaño de cantes de muro a techo; son principalmente cuarcíticos aunque hay materiales de todos los tipos de rocas infrayacentes como pizarras, areniscas, vulcanitas y calizas. Hacia la parte basal están poco evolucionados y el tamaño de los cantes puede alcanzar los 50 cm. Los conglomerados pasan a una unidad en la que predominan las areniscas y las pizarras son escasas. Se interpreta el tramo basal como un depósito de abanicos aluviales, asimilables a los “abanicos húmedos” con grandes canales trenzados. El tramo medio como abanico distal y el superior como el paso a un probable medio marino somero. Estos materiales están preservados de la erosión, siempre en cuencas a lo largo de bandas de cizaña, o como semigrabens finitectónicos (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). Estos depósitos se han atribuido al Carbonífero Superior, Westfaliense según Bochmann (1956), o Estefaniense B-C según Pineda *et al.*, (1980).

3.4. Cenozoico

Los materiales de cobertura no son objeto específico de investigación en este trabajo y por ello, en la cartografía se han representado, bien como Terciarios indiferenciados, o bien como Cuaternarios indiferenciados, reseñándose en este último caso tan solo los aluviales de los principales sistemas fluviales, es decir de los ríos Gévora, Zapatón, Guerrero, Lorianilla y Alcazaba, con la finalidad de hacer resaltar las diferenciaciones cartográficas del zócalo hercínico, objetivo de este trabajo. En el borde septentrional de la Cuenca del Guadiana los depósitos miocenos constituyen el relleno principal de la misma; tanto sobre ellos, como sobre el paleorelief del Alogrupo Domo Extremeno, se encuentran depósitos (no diferenciados) de edad Pliocuaternaria conocidos como “Rañas”.

Arcillas, limos y calizas. Rañas (–31– Mapa y Figura 3). Mioceno-Plio-Pleistoceno.

La parte más baja que se reconoce de la sucesión terciaria son las arcillas de tonos marrones y aspecto masivo (Unidad Inferior de Santos *et al.*, *in litt.*), de las que no aflora su base y que corresponden a las Arcillas de Lobón (Hernández Pacheco, 1957) pudiendo alcanzar, según este último autor, los 80 metros (según datos de un sondeo). Estos sedimentos tienen más del 90% de limo+arcilla y el resto es fracción arenosa muy fina. Los restos fósiles encontrados (Villalobos *et al.*, 1985) sugieren formas terciarias pero sin precisión bioestratigráfica.

Sobre esos materiales y en discordancia erosiva, se ubica la Unidad Superior (Santos *et al.*, *in litt.*). El tramo inferior de esta unidad está definido por arenas limo-arcillosas, de muy deficiente observación en campo y que está constituido por niveles poco compactos de arenas, a veces con

importante proporción de limos y/o arcillas, de tonalidades amarillentas y rojizas en fresco y grises con alteración; se correlaciona con la “Facies Badajoz” (Villalobos et al., 1985) y puede alcanzar los 60 metros de potencia. El tramo intermedio (20 metros de potencia máxima) lo forman limos arcillosos con algún nivel carbonatado métrico a techo. Son depósitos parduzcos y de aspecto masivo, en los que más del 90% del material corresponde a limo+arcilla con un 3% de arena muy fina. El tramo más alto son las Calizas (3 metros de potencia máxima) del que sólo afloran restos. Son rocas de color blanco con venas llenas de calcita y muy compactas, si el carbonato es dominante (85%) corresponden a micritas y dolomicritas que presentan fantasmas de algas probablemente cianofíceas, y si el carbonato constituye la matriz la roca es una arenisca calcárea.

La edad de los materiales antepliocenos continúa sin ser muy conocida; sólo en la Unidad Inferior y en el borde sur de la Cuenca (Olivenza) se determinó fauna-flora de ostrácodos y charáceas que corresponden a formas terciarias evolucionadas (neógenas). No obstante, a estos materiales se les atribuye una edad comprendida entre el Vindoboniense y el Mioceno Superior, por comparación con otras series similares del área de Plasencia (Hernández Pacheco y Crusafont, 1960).

Las Rañas son depósitos pliocuaternarios que no se han diferenciado en este Mapa aunque están razonablemente representadas en la zona. Como rasgo general son mantos de carácter conglomerático, formados por abanicos coalescentes planos, que rellenan superficialmente los relieves internos apalachianos y las llanuras aluviales de la orla periférica (Martín Serrano y Molina, 1989). Las Rañas están constituidas por gravas y cantos cuarcíticos, cuyo tamaño varía en función de la distalidad y por una matriz amarillenta o rojiza que tiene estrecha relación con el sustrato alterado; la potencia está en el entorno de los 3-5 metros. Se interpretan como depósitos fluviales, bien fluvio-torrenciales (Muñoz, 1976) o asociados a un sistema de canales “braided” (Molina, 1975). Se les atribuye, convencionalmente, una ambigua edad pliocuaternaria.

Aluviales indiferenciados (–32– Mapa y Figura 3). Pleistoceno-Holoceno. Cuaternario.

Sólo se han representado en cartografía los aluviales indiferenciados de los afluentes más importantes del Guadiana, aunque se reconocen en el campo, coluviones, glacis, terrazas y pedrizas.

Los coluviones son recubrimientos que se encuentran en algunas vertientes conectando con los fondos de valle o asociados a los derrubios de Raña. Se trata de cantos, arenas y limos poco compactados que recuerdan el aspecto de la Raña (Rubio et al., *in litt.*). Los glacis son pequeñas rampas (menos de 2 km) que arrancan de relieves terciarios o de las Rañas, enlazando con niveles de terrazas de algunos ríos, su potencia no debe ser superior a los 2 metros y se les relaciona con la paulatina caída del nivel de base regional. Las terrazas son los depósitos correspondientes a amplios mantos aluviales (hasta 5 niveles) de los afluentes del Guadiana, que se encajan unos en otros en graderío y que están constituidos por 2-3 metros de gravas con cantos de cuarcita y pizarra (inferiores a 25 cm) en una matriz arenoso-limosa ocre a rojiza (Santos et al., *in litt.*). Las pedrizas o canchales son depósitos de ladera recientes, formados por brechas de cuarcita o arenisca heterométricas y carentes de matriz, que recubren las laderas de las principales sierras cuarcíticas paleozóicas y ocultan, en numerosas ocasiones, los tramos blandos pizarroso-pelíticos dificultando su reconocimiento.

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 precámblicas, grupo en el que se engloban todas aquellas anteriores o relacionadas con el ciclo orogénico fini-Precámbrico.
- Rocas ígneas prehercínicas, que incluyen aquellos plutones o diques 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 imprecisa, 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 (véase Mapa y Figura 5), 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. 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.

A continuación, se describen las principales características de los cuerpos individualizados, para pasar posteriormente a la descripción de una síntesis petrológica y geoquímica de los granitoides del área de estudio.

4.1. Rocas ígneas prehercínicas

En la zona suroccidental del Mapa y dentro del Dominio Valencia de las Torres-Cerro Muriano, se localizan unos afloramientos de ortoneises miloníticos (—4— Mapa y Figura 5) con una lineación de estiramiento muy marcada (Foto 14). Se trata de rocas muy ricas en feldespato alcalino y de coloración rosada, cuya composición corresponde a sienitas peralcalinas débilmente saturadas en cuarzo (Figura 6A y Tabla 1). Presentan altos contenidos en Zr y Nb y su caracterización geodinámica a partir de su químismo indica que son rocas correspondientes a un magmatismo alcalino intraplaca, posiblemente relacionado con una etapa de rifting continental (Figura 6B).

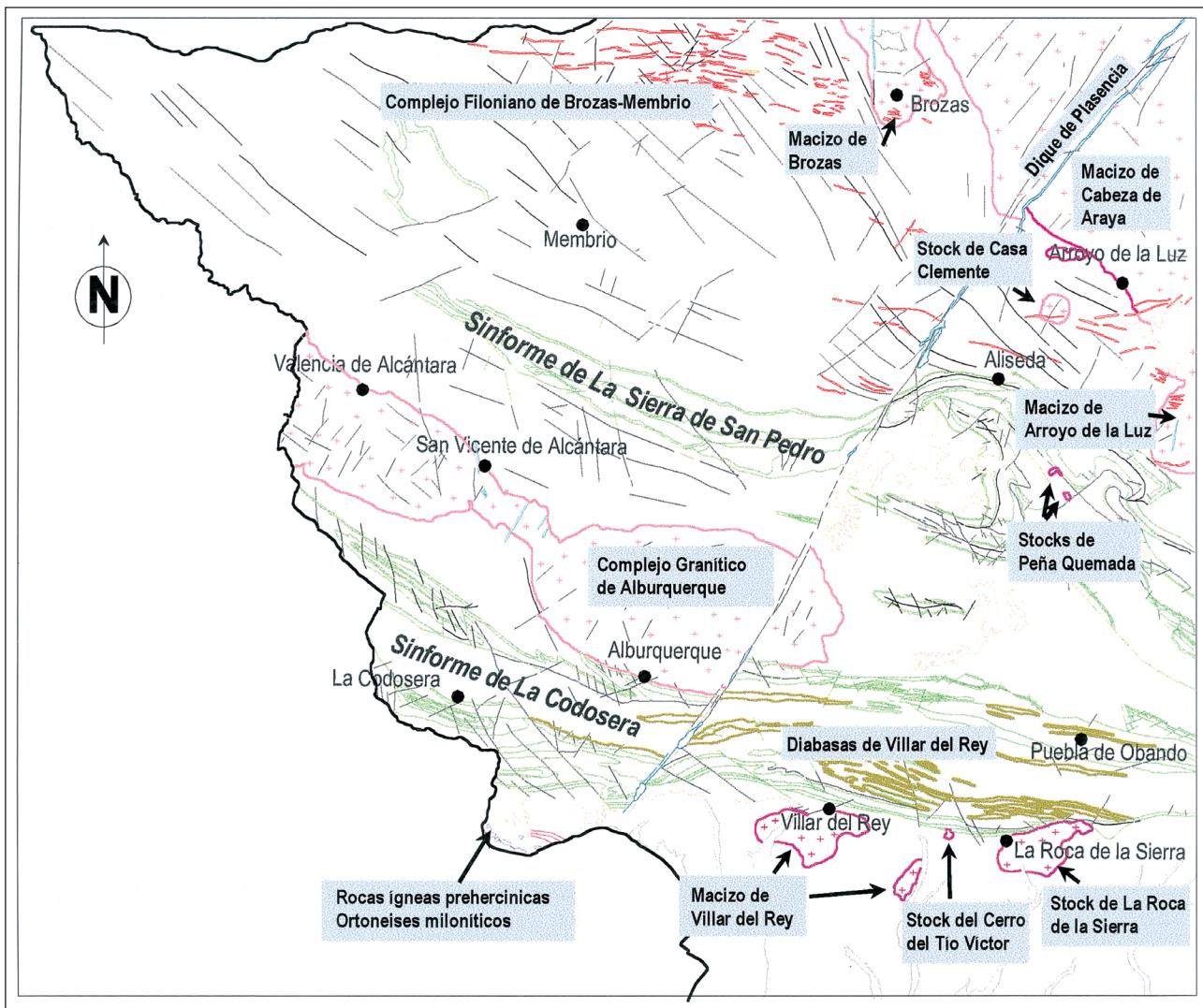


Figura 5. Situación de las unidades magmáticas (ácidas y básicas) diferenciadas en la zona de estudio.

4.2. Rocas ígneas hercínicas y post-hercínicas

4.2.1. Complejo Granítico de Alburquerque

Este conjunto plutónico toma su nombre de la ciudad de Alburquerque que se localiza en el sur del cuerpo oriental, pero a nivel de toda la intrusión (incluida la parte portuguesa) debe denominarse como batolito de Nisa-Alburquerque y la superficie total de su afloramiento es del orden de 1000 Km².

Se trata de un complejo plutónico (Figura 5) cuyos afloramientos se extienden hacia el oeste en Portugal en dirección a la ciudad de Nisa. La terminación oriental del complejo tiene forma elíptica con su eje mayor en dirección N100°E y está conectado con la zona occidental del mismo, a través de un estrangulamiento que se localiza al SE de la población de San Vicente de Alcántara. Este estrangulamiento se corresponde con un sistema de diques de cuarzo y fracturas en dirección N30°E que puede estar conectado con una falla de orientación NO-SE que podría ser la responsable del adelgazamiento del batolito. Esta falla formaría parte del conjunto de fallas tardihercínicas que configura una geometría en “dominó” (véase capítulo 7) y aunque de difícil reconocimiento en campo, si se observa un lineamiento muy patente de esa misma dirección (NO-SE) en la Imagen Landsat TM, así como en los gradientes del mapa de anomalías de Bouguer (Gumiel y Gallego, 1991; Gumiel y Campos 2001a).

TABLA 1
Datos y Norma CIPW
del ortoneis
peraluminoso
milonítico
del borde suroeste del
Mapa geológico

ORTONEIS	1
PERALUMIN	
SiO ₂	64,91
TiO ₂	0,11
Al ₂ O ₃	16,69
Fe ₂ O ₃	0
FeO	3,81
MnO	0,07
MgO	0,05
CaO	0,13
Na ₂ O	7,87
K ₂ O	5,64
P ₂ O ₅	0
P.F.	0,35
Tot	99,63
NORMA	CIPW
Q	1,12
OR	33,30
AB	54,48
NS	2,82
DI	0,59
HY	6,76
OL	
IL	0,21
ID/TT	88,90
FEMG	0,98
A	77,77
F	21,94
M	0,29



Foto 14. Muestra de mano del ortoneis peraluminoso milonítico (4 del Mapa) que aflora en el borde suroccidental del Mapa. Obsérvese la espectacular lineación de estiramiento.

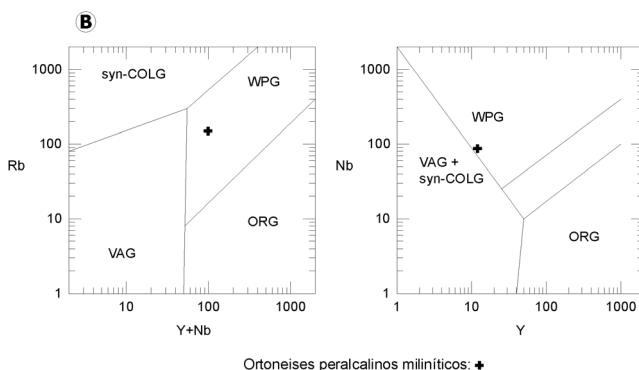
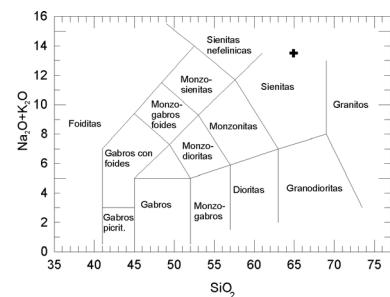


Figura 6. A) Evolución composicional y clasificación del ortoneis peraluminoso milonítico del borde suroccidental del área de estudio (Dominio Valencia de las Torres-Cerro Muriano). B) Diagramas de caracterización geodinámica según su químismo (Pearce et al., 1984).

VAG: granitoides de arco volcánico o márgen continental activo.

WPG: granitoides intraplaca.

ORG: granitoides de dorsal oceánica.

Syn-COLG: granitoides asociados a colisión continental.

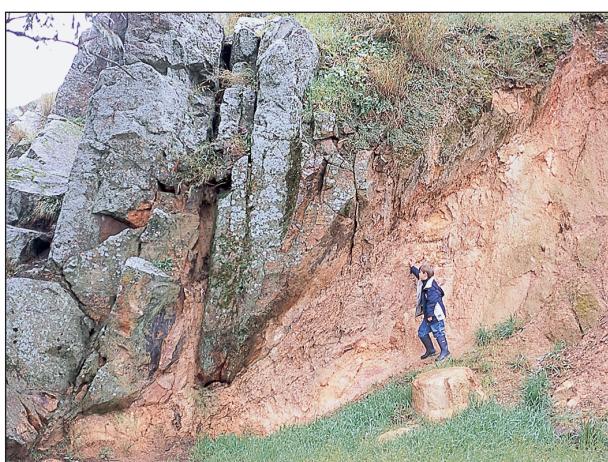


Foto 15. Detalle del contacto sur del batolito de Alburquerque con la cuarcita Armónica. Se observan procesos de "screen" en los que el granito engloba a la cuarcita. Fotografía tomada debajo del castillo de Alburquerque.

En el extremo oriental, el cuerpo granítico está afectado por la intrusión del dique diabásico que se emplaza a favor de la Falla de Plasencia y sus fracturas asociadas (N45° E) que producen un apreciable desplazamiento sinistral de los contactos del mismo.

Los granitoides intruyen en metasedimentos siliciclásticos epizonales del Alogrupo Domo Extremeño (antiguo CEG) que son los materiales encajantes en todo el contacto septentrional y oriental. En buena parte del contacto meridional, los materiales encajantes son metasedimentos epizonales cuya edad oscila entre el Ordovícico Inferior (la Cuarcita Armónica, Foto 15) y el Devónico Superior, que forman parte del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando. En el contacto sur es frecuente observar procesos de "screen", quedando la cuarcita en parte "digerida" y englobada en el granito de Alburquerque (Foto 15).

Por efecto de la intrusión, todos estos metasedimentos encajantes están afectados por una aureola de metamorfismo de contacto en la que se encuentran según los casos, corneanas (véase Foto 25) y pizarras mosqueadas con neoformaciones de moscovita, biotita, andalucita y cordierita. Localmente, en el sector en donde la carretera entre Alburquerque y Herreruela corta al contacto norte del plutón, se observa que los fenoblastos de las pizarras mosqueadas tienen un aplastamiento según la dirección N115°E y se aprecia una lineación mineral N105°E, buzando 40° al oeste. También, en las inmediaciones de Alburquerque se aprecia una fuerte deformación de los minerales de metamorfismo de contacto según planos N110°E, buzando entre 70° y 75° al sur.



42

Foto 16. Detalle de la facies de granitos porfídicos, bióticos, con cantidades variables de granate y cordierita (11 del Mapa). Carretera de Alburquerque-Herreruela.

Desde el punto de vista petrológico, en el sector español, la intrusión está constituida principalmente por granitos porfídicos bióticos con cordierita (–11– Mapa), encontrándose granitos de dos micas de grano medio-grueso (–10– Mapa) en menor proporción. Monzogranitos de dos micas (–13– Mapa) y otros tipos de granitos y leucogranitos de dos micas (–8– Mapa) o moscovíticos (–9– Mapa) de grano fino y heterogéneos, aparecen en proporciones menos significativas y formando afloramientos de menor entidad en facies de borde o de techo del batolito.

Los monzogranitos (–13– Mapa) y los granitos porfídicos (–11– Mapa, Foto 16) se caracterizan por la presencia de abundantes megacristales de feldespato potásico con tamaños medios comprendidos entre 2 y 5 cm., inmersos en una matriz de grano grueso a muy grueso en la que se encuentran frecuentes fenocristales prismáticos de cordierita que pueden alcanzar longitudes de hasta 2 cm. Su mineralogía principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, cordierita y moscovita. Como accesorios se encuentran andalucita, circón, apatito, opacos y turmalina, apareciendo esporádicamente sillimanita.

La composición mineralógica de los granitoides de grano medio-grueso y grueso (–10– Mapa), no porfídicos es completamente similar, con la salvedad de que el feldespato potásico no forma megacristales, la moscovita suele ser más abundante y la cordierita es algo menos frecuente y con cristales de menor tamaño.

Los contactos entre los monzogranitos porfídicos y los equigranulares son de carácter muy difuso y transicional, encontrándose toda una serie de tipos intermedios, más pobres en megacristales o más inequigranulares, lo que determina que el trazado cartográfico de los contactos sea bastante impreciso y subjetivo.

A parte de los tipos de granitoides descritos previamente, se encuentran diversas variedades de granitos y leucogranitos (–8 y 9– Mapa) de dos micas de grano fino y medio-fino que constituyen afloramientos dispersos en el macizo. Estos afloramientos pueden constituir masas tabulares cupuliformes, o diques (Foto 17) y apófisis de distinta entidad, que con frecuencia se asocian a resaltes o a las zonas topográficamente más elevadas. Las texturas de estas rocas son en general alotriomórficas o algo hipidiomórficas, de grano fino-medio o fino y con frecuencia heterogranulares. Su mineralogía principal se compone de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita, pudiendo quedar relegada la biotita a proporciones accesorias o incluso faltar en algunos leucogranitos. Los minerales accesorios, según los casos, pueden ser cordierita, andalucita, turmalina, topacio, apatito y circón.

En los granitoides porfídicos localmente pueden observarse orientaciones de flujo de los megacristales que suelen coincidir, a grandes rasgos, con la directriz principal del plutón o con los bordes. Así, al sur de Alburquerque, la orientación de los megacristales es N125°E, buzando

50° N, y en las inmediaciones del contacto septentrional, junto a la carretera a Herreruela se observan orientaciones de schlieren micáceos y enclaves que fluctúan entre N110°E y N80°E buzando 80° N.

Con respecto a los enclaves, son en general escasos y los más comunes corresponden a nódulos o placas micáceas ricas en biotita, de color negro y tamaños centimétricos, pudiendo encontrarse ocasionalmente pequeños enclaves subangulosos o aplanos de rocas metamórficas de alto grado. También con carácter local, se pueden encontrar grandes bloques xenolíticos de dimensiones decamétricas, pertenecientes a los metasedimentos encajantes (Foto 18). Estos bloques tienen unos bordes muy netos frente a los granitos, formas angulosas y pueden alcanzar tamaños decamétricos. Son característicos estos enormes fragmentos del encajante (roof-pendants) en los que se pueden apreciar procesos de “magmatic stoping”, en una cantera para la explotación de áridos situada entre Valencia de Alcántara y San Vicente de Alcántara (Foto 18).

La actividad filoniana asociada corresponde principalmente a apófisis, diques y filones de diversa importancia de leucogranitos y aplitas de dos micas y moscovíticos. Entre estas manifestaciones pueden encontrarse filones y venas de cuarzo con turmalina y diques y bolsadas de pegmatitas con turmalina así como filones de cuarzo-fosforita. En relación con este complejo plutónico se encuentran mineralizaciones intragraníticas de óxidos, silicatos o fosfatos de uranio de tipo filoniano y mineralizaciones peribatolíticas filonianas de estaño y wolframio, a veces con tántalo (véase capítulo 9).

4.2.2. Macizo de Cabeza de Araya

Es un gran macizo granítico que se encuentra en la provincia de Cáceres cuyo afloramiento principal se localiza al NE de la zona cartografiada (véase Mapa y Figura 5) y toma su nombre del vértice topográfico de Cabeza de Araya. El cuerpo plutónico principal tiene una forma vagamente ahusada y en él se encuentran extensas zonas de lanchares y berrocales con grandes bolos que sobre todo se asocian a los granitoides de facies porfídica. También se encuentran zonas en la parte occidental del macizo y en el sector de los Arenales, al NO de la ciudad de Cáceres, en las que los granitoides están muy meteorizados y transformados en un lehm y los afloramientos de roca viva son escasos.

Este macizo intruye principalmente sobre los metasedimentos siliciclásticos del Alogrupo Domo Extremeño (antiguo CEG), que están afectados por el metamorfismo regional hercínico en bajo grado, y produce en ellos una aureola de metamorfismo de contacto de anchura variable. Los contactos suelen ser muy netos, apreciándose que los granitoides cortan siempre a la esquistosidad de los materiales encajantes.



Foto 17. Detalle del contacto de un dique aplítico de leucogranito moscovítico (9 del Mapa) y el granito porfídico de la facies principal (11 del Mapa) del batolito de Alburquerque. Carretera de Alburquerque-Herreruela.



Foto 18. Enclaves metamórficos decamétricos (roof-pendants) englobados en monzogranitos de dos micas de grano medio, a veces con cordierita (13 del Mapa). Cantera cerca de Valencia de Alcántara.

Este macizo plutónico está constituido por monzogranitos y granitos de diversas facies, correspondiendo las más importantes a granitos porfídicos biotíticos (–11– Mapa), monzogranitos biotíticos (–12– Mapa) y granitos inequigranulares-porfídicos, granitos de grano grueso y granitos de grano grueso y aplíticos.

Los granitos porfídicos (–11– Mapa) son las rocas más abundantes del Macizo de Cabeza de Araya, constituyendo más del 70% de los afloramientos. Todas sus variedades se caracterizan por una gran abundancia de megacristales de feldespato potásico idiomorfos y subidiomorfos que pueden alcanzar hasta 12 cm de longitud. Corretgé (1971) define tres variedades que están representadas por monzogranitos porfídicos, monzogranitos inequigranulares-porfídicos y por la subfacies neumatolítica de la Sierrita.

Los granitos porfídicos tienen grandes y abundantes megacristales de feldespato potásico, inmersos en una mesostasis de grano medio-grueso a muy grueso. Sus afloramientos constituyen una amplia zona externa en el Macizo de Cabeza de Araya (–11– Mapa), en torno a los granitoides de grano medio y grueso, y Corretgé (1971) considera que en profundidad, estos monzogranitos porfídicos constituyen la envolvente del cuerpo plutónico. Sus contactos con los metasedimentos siliciclásticos epizonales del Alogrupo Domo Extremeño (antiguo CEG) son intrusivos y discordantes, cortando a la esquistosidad y a las estructuras deformativas hercínicas principales. También intruye discordantemente sobre los metasedimentos ordovícicos, silúricos y devónico-carboníferos del Sinclinal de Cáceres. La intrusión produce una aureola de metamorfismo de contacto sobre todos estos sedimentos precámbrios y paleozoicos, y un cierto grado de skarnificación en los materiales calcáreos, a la que pueden asociarse mineralizaciones hidrotermales de apatito como puede ser el caso de Aldea Moret, Cáceres (véase Memoria y Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura, 1998).

44
Desde el punto de vista petrográfico, se trata de monzogranitos biotítico-moscovíticos con cordierita, porfídicos y de grano grueso a muy grueso. El carácter porfídico está conferido por la presencia de abundantes megacristales de feldespato potásico, oscilando sus tamaños medios entre 3 y 4 cm en la mayoría de los casos, aunque pueden encontrarse individuos de hasta 12 cm. En las zonas próximas a los contactos, los megacristales pueden presentar una disposición orientada, definiendo una foliación magmática subparalela a los mismos y que tiende a difuminarse hacia el interior del macizo. Sus afloramientos tienen una morfología similar a la de los granitos de grano grueso y en ellos se pueden desarrollar extensos lanchares y berrocales con grandes bolos redondeados.

Los monzogranitos biotíticos (–12– Mapa) ocupan zonas internas del batolito y suelen presentar también megacristales de feldespato potásico muy abundantes, formando un entramado tan denso que el carácter porfídico queda mal contrastado y no se aprecia una distinción clara entre los megacristales y la matriz, aunque localmente se pueden producir disminuciones en el tamaño de grano en la matriz, definiéndose dominios claramente porfídicos. Los megacristales de feldespato potásico pueden alcanzar tamaños de hasta 6 cm. Su coloración es blanquecina y adquiere tintes amarillentos por la alteración.

La mineralogía principal de todos estos granitoides porfídicos e inequigranulares consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita en proporciones subordinadas. Los minerales accesorios son cordierita, andalucita, sillimanita, circón, apatito, turmalina y esporádicamente granate.

Los granitos de grano grueso se encuentran en el extremo SE de Cabeza de Araya, donde constituyen un afloramiento extenso que se extiende desde las inmediaciones de la ciudad de Cáceres hasta la localidad de Navas del Madroño. Al encontrarse en la zona central del macizo, solamente presentan contacto con los metasedimentos en una zona al SE de Malpartida de Cáceres, donde las pizarras y grauvacas constituyen algunos megaenclaves afectados por metamorfismo de contacto. Estos megaenclaves están muy degradados y en ocasiones solo se ponen de manifiesto por la presencia de un canturral de pizarras disperso en suelos sin afloramientos. Los contactos de estas rocas con los granitoides inequigranulares con tendencia porfídica son de carácter gradual, por lo que los límites de sus afloramientos son imprecisos. Se trata de granitos de dos micas, de grano grueso a

muy grueso y sus afloramientos tienen unas morfologías muy similares a las de las facies porfídicas, con amplios lanchares y berrocales con bolos redondeados muy grandes, pudiendo presentar en algunas zonas relieves ruinformes. Estos granitoides corresponden realmente a una facies de variación no porfídica o con porfidismo mal caracterizado de la facies porfídica común sin trascendencia cartográfica.

Otro tipo de granitoides que forma parte del Macizo de Cabeza de Araya, está representado por los granitos aplíticos y de grano medio-fino de la Zafolla del Casar (–9– Mapa). Estos granitos y leucogranitos constituyen diversos afloramientos en el interior del macizo, de los que el más importante es el situado en la mitad meridional del mismo. El afloramiento de mayores dimensiones está situado en la zona SE del Macizo de Cabeza de Araya y ocupa una extensión aproximada de 43 Km², fuera del Mapa que aquí se presenta. (Véase Mapa contiguo, Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura, 1998).

Los granitoides de esta unidad son rocas de grano medio a medio fino, con texturas sacaroides y de colores blanquecinos o amarillentos, según el grado de alteración. En la base cuarzofeldespática destacan láminas de moscovita, biotita y con frecuencia cristales de turmalina. Estas rocas son muy semejantes a otros granitos aplíticos que se encuentran en el Macizo de Cabeza de Araya. Los afloramientos de estos granitos se caracterizan por la presencia de bloques residuales paralelopípedicos y angulosos y relieves con colinas y domos de amplia curvatura y casi siempre suelen ocupar las zonas topográficamente más elevadas.

Los contactos con los granitos de grano grueso tienen trazados muy irregulares y siempre los granitos aplíticos se encuentran por encima de ellos. Las observaciones en detalle ponen de manifiesto que los tránsitos entre ambas litologías son bastante bruscos aunque están muy soldados. No obstante hay sectores en los que entre ambos se encuentran granitoides de tamaño de grano intermedio, ricos en moscovita.

Los granitos de la Zafolla del Casar son rocas con texturas alotriomórficas a hipidiomórficas relativamente heterogranulares y su mineralogía principal consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Los minerales accesorios son andalucita, cordierita, sillimanita, circon, apatito, turmalina y opacos.

4.2.3. Macizo de Arroyo de la Luz

Se trata de una unidad intrusiva que se localiza en la provincia de Cáceres, a unos 12 Km al oeste de la capital y que tiene unas características litológicas diferentes de las del resto del conjunto plutónico del Batolito de Cabeza de Araya con el que se encuentra en contacto en la zona oeste del extremo meridional. Su afloramiento tiene forma de “coma” invertida. En la mayor parte de su borde oriental se encuentra en contacto con granitos y monzogranitos de dos micas porfídicos y de grano grueso de Cabeza de Araya, mientras que en su borde occidental y meridional intruye sobre los metasedimentos siliciclásticos epizonales del Alogrupo Domo Extremeño sobre los que produce una aureola de metamorfismo de contacto.

Los afloramientos de este macizo son escasos y las rocas que constituyen la facies principal suelen estar bastante degradadas y las morfologías asociadas a ellas son de cúmulos de pequeños bolos residuales esféricos, sin desarrollo de lanchares ni penedos. La morfología de los afloramientos de rocas aplíticas de este plutón son diferentes y en general se asocian a suelos con cantos angulosos y bloques de estas rocas y retazos de metasedimentos pertenecientes al techo de la intrusión.

La facies principal de este macizo está constituida por tonalitas y granodioritas de grano medio (–16– Mapa), de color gris oscuro y con abundantes enclaves (Foto 19).

Estas rocas suelen contener abundantes fenocristales de feldespato potásico, cuyos tamaños oscilan entre 1 cm y 3 cm que les confieren un carácter porfídico. En el sur del macizo la proporción de fenocristales es inferior pero el tamaño de los mismos es más grande.

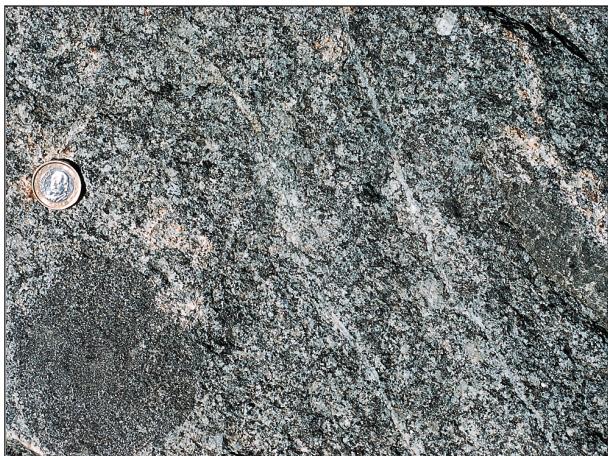


Foto 19. Granodioritas con enclaves en el Macizo de Arroyo de la Luz, Cáceres.

Una subfacies de estas rocas corresponde a tonalitas de grano medio con nódulos de biotita lenticulares, constituidos por agregados escamosos de biotita. Esta variedad es algo menos fémina y tiene una coloración grisácea más azulada que la de la facies previamente descrita, no siendo factible la diferenciación cartográfica de ambas debido a que están muy entremezcladas.

La mineralogía principal de estas rocas está compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, encontrándose como accesorios circón, apatito, ilmenita, cordierita y granate. Su textura es granular hipidiomórfica de grano medio.

Las rocas micrograníticas y aplíticas son muy abundantes en la zona central del plutón, entre las poblaciones de Arroyo de la Luz y Malpartida de Cáceres aunque sus afloramientos son escasos y están bastante degradados.

Las rocas aplíticas tienen una composición mineralógica cualitativa similar a la de la facies común, aunque mucho más félica. El cuarzo, el feldespato potásico y la plagioclasa forman un conjunto granular equigranular, de grano fino y se suelen encontrar abundantes agregados sericíticos procedentes de la degradación de cordierita. La moscovita es escasa y la turmalina es relativamente abundante.

46

Los microgranitos tienen un tamaño de grano fino inequigranular y colores grises claros y en ellos destacan láminas de mica mayores que el resto de los componentes. Sus texturas son porfídicas, de dos tiempos, con microfenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Su mesostasis es de grano muy fino y muy rica en cuarzo y moscovita. También se encuentran en ellas cristales y ¿microenclaves? cordieríticos totalmente transformados a productos secundarios micáceos y puede encontrarse turmalina como mineral accesorio.

En el Macizo de Arroyo de la Luz se localizan zonas muy deformadas en las que las rocas están prácticamente transformadas en ortoneises cuarzodioríticos o granodioríticos y en general es raro encontrar rocas que no presenten algún grado de deformación. Algunas de estas rocas corresponden a los neises biotíticos de Malpartida. Se trata de rocas neíticas ricas en biotita, con ocelos de cuarzo y feldespatos y de color gris azulado oscuro que proceden de la milonitización de rocas de la facies Arroyo de la Luz. Su composición mineralógica principal consta de cuarzo, plagioclasa (oligoclásica-andesina), biotita y moscovita, encontrándose como accesorios feldespato potásico, apatito, magnetita, y circón. En estas rocas la biotita puede formar agregados lepidoblásticos nodulares, orientados según los planos de foliación.

En estos granitoides los enclaves son muy abundantes y entre ellos se encuentran, según los casos, xenolitos metamórficos de tamaños centimétrico-decimétricos y de formas diversas, enclaves y nódulos restíticos de pequeño tamaño y ricos en biotita y xenolitos, junto con megaenclaves de corneanas y pizarras mosqueadas que proceden de las formaciones encajantes.

Se trata posiblemente de una intrusión precoz de carácter fuertemente peralumínico y mucho más rica en minerales oscuros y en componentes restíticos que el resto de las unidades del Conjunto Plutónico de Cabeza de Araya, y que posiblemente corresponde a fundidos anatécticos menos evolucionados, extravasados y emplazados en niveles epizónales. Estos materiales pueden ser equivalentes a algunos tipos de granitoides migmatíticos ricos en biotita y minerales alumínicos que se encuentran en el Complejo Migmatítico de Toledo, y a las granodioritas-tonalitas biotíticas del Macizo de Santa Cruz (Castro, 1984. Véase Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura, 1998).

4.2.4. Macizo de Brozas

Este Macizo Plutónico se encuentra en la provincia de Cáceres y toma su nombre del pueblo de Brozas, que se localiza en la zona meridional del mismo (véase Mapa y Figura 5). Su afloramiento tiene una forma alargada, groseramente elíptica, con una longitud de unos 14 Km y una anchura máxima de unos 6 Km, y su elongación tiene una directriz aproximada N20° E. Intruye en los metasedimentos siliciclásticos epizonales del Alogrupo Domo Extremeño, en los que produce una aureola de metamorfismo de contacto y está separado del Batolito de Cabeza de Araya por una estrecha franja de materiales metamórficos. Por efecto del metamorfismo de contacto se producen, según los casos, blastesis de moscovita, biotita, andalucita y cordierita, alcanzándose condiciones de desestabilización de moscovita, y neoformación de feldespato potásico en las zonas más internas y en algunos enclaves. Los minerales de contacto crecen discordantemente sobre la esquistosidad principal de los metasedimentos, pero están afectados por deformaciones que en parte son asociables a los procesos tectónicos que han deformado a los granitoides de este Macizo. La intrusión es discordante con las estructuras regionales y con la esquistosidad de los materiales encajantes.

En este Macizo se pueden distinguir dos grupos litológicos principales que Corretgé (1971) denominó como facies Brozas y facies Mata de Alcántara.

Las rocas que constituyen la facies Brozas son leucogranitos moscovíticos (–9– Mapa) con biotita cloritizada y turmalina, de grano medio-grueso, foliados (Foto 20) y de color blanquecino. La foliación de estos granitoides tiene una dirección principal aproximada N-S y buzamiento subvertical, que responde a una fábrica S-C con sentido de movimiento sinistrolorso. Su mineralogía principal consta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y según las variedades, biotita que puede estar bastante cloritizada. Como minerales accesorios se encuentran apatito, circón, turmalina y topacio. Sus texturas son hipidiomórficas de grano medio-grueso, foliadas o neisificadas en las rocas con deformación más intensa.

Los granitoides de la facies Mata de Alcántara son monzogranitos de dos micas de grano medio (–13– Mapa), aunque más ricos en biotita y tienen una foliación menos marcada. Dentro de ellos, según Corretgé (1971) se pueden distinguir tres variedades; la primera corresponde a granitos de dos micas de grano medio-grueso con estructuras flaser, la segunda a granitoides similares pero menos deformados y la tercera a unos granitoides de grano medio-fino, neisificados y a veces con texturas microglandulares. Estos últimos granitoides se localizan en el contacto occidental del cuerpo plutónico y su estructuración es concordante con la de las rocas de la facies Brozas.

Los granitos con estructuras flaser tienen texturas hipidiomórficas de grano medio-grueso tectonizadas. Sus minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita y como accesorios tiene circón, apatito y turmalina.

La subfacies de granitos poco deformados representa a la litología original de la que derivan los granitos con deformación flaser. Se trata de rocas cuya mineralogía principal consta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita en proporciones subordinadas. Los minerales accesorios son andalucita, apatito y circón.

Sus texturas son hipidiomórficas de grano medio-grueso y se diferencian de los granitoides de Brozas y Mata de Alcántara por el carácter zonado de las plagioclásas, por la abundancia de apati-



Foto 20. Leucogranito moscovítico deformado por cizallas de orientación N-S y sentido sinistrolorso en el granito de Brozas.

to, porque el feldespato potásico es muy pertítico y por la presencia de andalucita. La plagioclasa tiene una composición oligoclasa-andesina.

La subfacies de granitoides neisificados constituye una banda a lo largo del contacto occidental del macizo. Se trata de granitos neísicos muy ricos en cuarzo, que pueden tener texturas micro-augen. Sus minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, encontrándose el feldespato potásico en proporciones subordinadas. Los planos de esquistosidad están definidos por micas trituradas y degradadas.

Con respecto a los enclaves, en este macizo se encuentran diversos xenolitos y megaenclaves de pizarras mosqueadas y de pizarras que corresponden a restos del techo de la intrusión, varios de ellos de dimensiones cartografiadas (véase el Mapa que aquí se presenta). Estos enclaves están cortados por multitud de filones y venas de rocas aplopegmatíticas y de cuarzo.

En cuanto a la actividad filoniana asociada, se encuentran algunos diques de cuarzo, de los que el más importante corta al macizo con dirección N-S en una longitud de varios kilómetros. Estos filones se asocian a un importante sistema de fracturas y carecen de conexión genética con el magmatismo granítico. También, sobre todo en la zona meridional, se encuentra atravesado por un sistema de diques de diabasas con dirección aproximada E-O que pertenecen al Haz Filoniano de Brozas-Membrio.

4.2.5. Stock de Casa Clemente

Se trata de un pequeño plutón granítico que se localiza en la provincia de Cáceres, en la hoja N° 703 (Arroyo de la Luz), del MTN a escala 1:50.000. Está situado a unos 4 Km al oeste de la población de Arroyo de la Luz. Su afloramiento tiene forma circular, con un diámetro de unos 2 Km y no presenta un contraste topográfico con respecto a los materiales encajantes. Intruye discordantemente en las pizarras y grauvacas de edad precámbrica del Alogrupo Domo Extremeño (CEG), que están afectadas en grado bajo por el metamorfismo regional hercínico. La intrusión granítica produce un metamorfismo de contacto que se manifiesta en una aureola con pizarras mosqueadas y nodulosas, que puede tener localmente una anchura máxima de unos 500 metros. En esta aureola se producen neoformaciones de moscovita, biotita y cordierita, cuyos fenoblastos son discordantes con la esquistosidad de los metasedimentos, aunque en algunos casos pueden estar afectados por un ligero aplastamiento.

Los materiales que constituyen este Macizo, son leucogranitos de dos micas (-8- Mapa) y moscovíticos (-9- Mapa, aunque a escala 1:100.000 no se ha podido diferenciar el 9). Tienen grano medio a fino, no siendo raras las variedades heterogranulares con afinidad aplopegmatítica.

La mineralogía principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa ácida, moscovita y biotita, que puede quedar relegada a proporciones accesorias. Entre los minerales accesorios más comunes se encuentran apatito, circón, turmalina y opacos. Como minerales secundarios se encuentran clorita, sericita y esfena. Las texturas son hipidiomórficas de grano medio-fino, pudiendo a veces definirse tendencias inequigranulares, debido a que el cuarzo puede formar individuos con hábitos globulosos y un cierto carácter fenocristalino.

4.2.6. Stocks-Sills de Peña Quemada

Son unas pequeñas intrusiones de cuarzodioritas y granogabros (-5- Mapa) de grano medio-fino, situadas en la provincia de Cáceres, en la zona meridional de la hoja N° 703 (Arroyo de la Luz) del MTN a escala 1:50.000 y pertenecen al conjunto de granitoides que hemos denominado tipo Villar del Rey. El afloramiento septentrional tiene una forma irregular alargada y por sus relaciones con los materiales encajantes y sus estructuras, parece indicar que corresponde a un cuerpo paracordante de escasa potencia, cuya longitud es del orden de 1 Km. Esta intrusión está emplazada en una sucesión dominante pizarrosa, perteneciente a la serie volcano-sedimentaria del Devónico Superior (-26- Mapa). Los materiales plutónicos asociados a esta intrusión presentan una

alteración considerable, y en la zona norte del afloramiento, se encuentran rocas hidrotermalizadas compuestas por clorita, cuarzo, hematites y esfena. No se aprecian efectos metamórficos de contacto en relación con este cuerpo intrusivo.

Su composición mineralógica principal consta de plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol. Como minerales accesorios se encuentran cuarzo, feldespato potásico, biotita, opacos y apatito. Los minerales secundarios son anfíbol, clorita, esfena, epidota-clinozoisita, prehnita y serpentina. Las texturas son hipidiomórficas-diabásicas de grano medio.

4.2.7. Stock de la Roca de la Sierra

Es un cuerpo plutónico situado en el NO de la provincia de Badajoz, en la hoja N° 751 (Villar del Rey) del MTN a escala 1:50.000 y toma su nombre de la población de La Roca de la Sierra que se localiza en el extremo noroccidental del mismo. Este macizo intruye en metasedimentos de bajo grado de edad precámbrica (Serie Negra) y corta netamente a todas las estructuras hercínicas de los materiales encajantes, en los que produce un metamorfismo de contacto que define una aureola de unos 300 a 400 metros de anchura. En los materiales afectados se produce neoformación de biotita, andalucita y cordierita, cuyos fenoblastos están deformados. En las inmediaciones del límite septentrional del plutón, se localiza una importante banda de cizalla sinistrorsa que afecta a todos los materiales (calizas negras, calcoesquistos y ampelitas) y que produce una esquistosidad y bandeados tectónicos de orientación N110°E, buzando 70° N y una lineación de estiramiento N120°E, buzando 15° SE.

El cuerpo plutónico tiene un afloramiento de forma semielíptica, con el eje mayor en dirección aproximada E-O. Su zona oriental está recubierta por sedimentos detríticos terciarios y cuaternarios y la superficie aflorante es de unos 14 Km². El relieve asociado es bastante suave, con superficies alomadas y extensas zonas planas en las que se encuentran importantes “mantos” de alteración de lehm granítico (Foto 21). La mayor profusión de afloramientos de roca viva se localiza en la zona septentrional del macizo donde pueden observarse berrocales bien desarrollados con bolos redondeados grandes y heterométricos, lanchares y “dorsos de ballena” (Foto 21).

Las rocas que constituyen la facies principal de este macizo son granitos y monzogranitos biotíticos porfídicos (-7- Mapa) de grano grueso a medio grueso, de color gris claro (Foto 21). El carácter porfídico está conferido por la presencia de megacristales de feldespato potásico con hábitos tabulares gruesos, cuya longitud varía generalmente entre 1.5 y 3 cm., aunque ocasionalmente pueden superar los 4 cm. Estos megacristales pueden llegar a ser en algunos casos muy abundantes, contrastando mal frente a la mesostasis, aunque en la mayoría de los casos, el porfidismo es menos denso y la distancia entre ellos puede variar entre 3 y 10 cm. El tamaño del resto de los componentes minerales oscila en general entre 2 y 8 mm. En alguno de los granitos más ricos en biotita se ha observado de visu la presencia de anfíbol, aunque hacia la zona oriental del afloramiento, las rocas presentan un carácter más ácido, se encuentran pequeñas cantidades de moscovita y puede aparecer turmalina accesoria.

La composición mineralógica principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios se encuentran moscovita, apatito, circón, opacos, turmalina, fluo-



Foto 21. Afloramiento en campo de monzogranitos biotítico porfídicos del stock de La Roca de La Sierra (7 del Mapa). La Roca de La Sierra.

rita y topacio. Los minerales secundarios son clorita, sericita, moscovita, rutilo, feldespato potásico y cuarzo. Las texturas son hipidiomórficas de grano grueso o medio-grueso, porfídicas o inequigranulares.

En los granitoides más diferenciados del sector oriental, la biotita puede formar algunas placas de mayor tamaño y la moscovita puede aparecer como cristales independientes, aunque se encuentra principalmente asociada a la biotita y con relativa frecuencia se encuentran aureolas teñidas por óxidos de hierro en torno a los cristales de biotita. No es raro encontrar en los afloramientos de estas rocas pequeños “nidos” pegmatíticos o nódulos con cuarzo y turmalina.

La actividad filoniana asociada a este Macizo está constituida fundamentalmente por leucogranitos heterogranulares de grano fino-medio y aplitas con biotita y moscovita que constituyen diques, láminas (sheets) y apófisis cupuliformes de pequeñas dimensiones. Estos granitoides son de carácter muy félscico y tienen texturas sacaroides heterogranulares con fenocristales subredondeados de cuarzo dispersos, encontrándose también pequeños y escasos fenocristales de feldespato potásico y biotita. En algunos casos pueden presentar bandeados composicionales o texturales groseros y difusos, subconcordantes con los cuerpos intrusivos, o heterogeneidades pegmatíticas. La mineralogía principal de las facies más diferenciadas está constituida por cuarzo, plagioclasa ácida, feldespato potásico y biotita, que con frecuencia es accesoria. Como minerales accesorios se encuentran apatito, turmalina y circón. Los minerales secundarios son clorita, sericita, opacos y rutilo. Las texturas de estas rocas varían entre alotriomórficas e hipidiomórficas de grano fino, a veces inequigranulares.

Los enclaves que se encuentran en estos granitoides son escasos, de tipo microgranulado, color gris medio u oscuro y de tamaños centimétricos. Es bastante frecuente la presencia de pequeños “grumos” microgranudos, relativamente ricos en biotita y plagioclasa y dispersos en la matriz. Sus contactos con el resto de los componentes minerales son difusos y sus tamaños suelen estar comprendidos entre 4 y 8 mm. Localmente pueden apreciarse fábricas planares mal definidas debido a la orientación de los megacristales, pero en la mayoría de los casos no se aprecia ningún tipo de estructuración en estos granitoides.

4.2.8. Stock del Cerro del Tío Víctor

Es un pequeño apuntamiento de cuarzomonzodioritas y cuarzdioritas (–5– Mapa) situado en las proximidades de Villar del Rey y toma su nombre del cerro del Tío Víctor, situado al sur de su afloramiento, que se localiza entre el Macizo de Villar del Rey y el Stock de La Roca de la Sierra. Se trata de un pequeño cuerpo plutónico que aflora en una extensión inferior a 0,5 Km² y que intruye en metasedimentos precámbricos de bajo grado afectados por deformación milonítica (Serie Negra). Esta deformación se asocia al contacto tectónico (zona de cizalla sinistrorsa) entre los materiales precámbricos de la Serie Negra y los metasedimentos pizarrosos del Devónico Superior, también con bajo grado metamórfico regional, en los que no producen aparentemente metamorfismo de contacto. Estos metasedimentos tienen una esquistosidad N110°E, buzando 80° N y en ellos se observa venulación de cuarzo con fuerte replegamiento intrafoliar.

Sus condiciones de afloramiento son deficientes, apareciendo como un conjunto de pequeños bolos dispersos de cuarzdioritas y cuarzomonzodioritas de grano fino, de color gris verdoso y aspecto moteado, que se asocian a un pequeño resalte topográfico.

Petrográficamente las muestras estudiadas corresponden a tonalitas y monzogranodioritas anfóblico biotíticas muy alteradas (–5– Mapa). Estos materiales están posiblemente asociados a una intrusión de carácter hipoabasal.

Los minerales principales son plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo y feldespato potásico. Como minerales accesorios se encuentran apatito, opacos y circón. Los minerales secundarios son clorita, sericita, calcita, opacos, rutilo y moscovita. Las texturas son hipidiomórficas heterogranulares de grano medio, con dominios intersticiales granofíricos y están afectadas por rotura frágil y venulación por carbonatos.

Estas rocas están afectadas por una intensa alteración hidrotermal que produce sericitización de la plagioclasa y transformación de los ferromagnesianos en clorita, esfena, rutilo, óxidos y carbonatos.

4.2.9. Macizo de Villar del Rey

Es un plutón que se localiza al sur del área cartografiada, tomando su nombre de la población de Villar del Rey que se encuentra junto al borde septentrional del mismo. Constituye tres afloramientos que están separados en superficie por recubrimientos de sedimentos detríticos terciarios y cuaternarios, por lo que no es posible determinar la forma del mismo y los datos gravimétricos existentes indican que la parte no aflorante del mismo tiene una extensión considerable, aunque la visible en superficie es de unos 22 Km². En la zona septentrional intruye en metasedimentos precámbricos (Serie Negra) que están afectados en grado bajo por el metamorfismo regional hercínico.

El contacto es de carácter intrusivo y discordante con las estructuras hercínicas principales de los materiales encajantes, observándose en las inmediaciones un entramado de diques y venas de granitos y aplitas que cortan a los metasedimentos aunque localmente puede estar retocado por fracturas. La intrusión produce una aureola de metamorfismo de contacto con neoformación de fenoblastos de biotita, andalucita y cordierita, pudiendo alcanzarse en las zonas más internas la desestabilización de la moscovita y la formación de feldespato potásico. En las inmediaciones de Villar del Rey se observa que estos fenoblastos presentan un marcado aplastamiento según planos de orientación N110°E y buzamientos de 70° a 75° al sur.

Los afloramientos graníticos se asocian a un relieve bastante aplanado con ondulaciones suaves, observándose pequeños lanchares y domos con escasos bolas en las zonas apicales y extensas zonas de alteración en las que se encuentran apreciables espesores de lehm. Los resaltes más acusados se asocian a algunos afloramientos correspondientes a facies diferenciadas más ácidas que se localizan al S y al SE de Villar del Rey.

La facies común de este Macizo está representada por granodioritas biotítico-anfibólicas (-6-Mapa), monzogranitos porfídicos biotíticos con anfíbol, de grano grueso y de color gris rosado. El carácter porfídico se debe a la presencia de abundantes megacristales de feldespato potásico de color rosado (Foto 22), con formas tabulares gruesas y con tamaños que oscilan entre 1,5 y 7 cm, aunque la mayoría se encuentran en un intervalo comprendido entre 3 y 5 cm. Estos megacristales se encuentran a distancias de 2 a 5 cm entre sí y con relativa frecuencia presentan coronas marginales blanquecinas de plagioclasa (texturas rapakivi, véase incipientes en la Foto 22). Están inmersos en una matriz de grano muy grueso en la que destacan abundantísimos cristales idiomorfos o subidiomorfos de plagioclasa de tamaños comprendidos entre 0,8 y 1,5 cm y de color blanco. El cuarzo es relativamente heterométrico y puede formar cristales equidimensionales, bien individualizados, de hasta 0,8 cm. La biotita es el mineral de menor tamaño y sus cristales no suelen superar los 2 mm. El anfíbol es relativamente abundante y forma pequeños cristales prismáticos alargados de color negruzco.

En estos granitoides se observa con carácter generalizado una fábrica definida por la orientación de los megacristales de feldespato potásico que definen una foliación grosera con direcciones

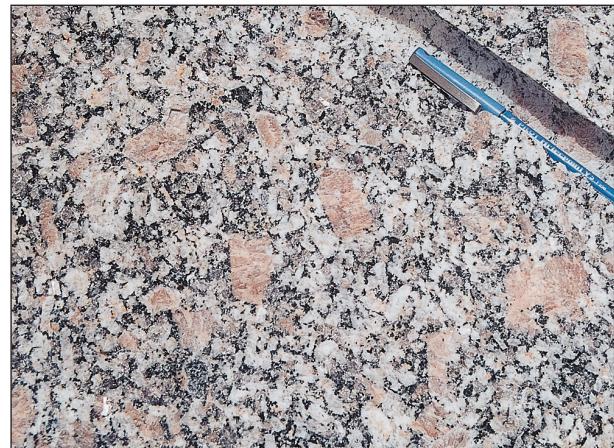


Foto 22. Monzogranitos porfídico-biotíticos con anfíbol y fenocristales de feldespato potásico de tonos rosados (variedad "Rosa Villar"). Indicio nº 108 (Tabla 12), Villar del Rey (Badajoz).

que varían entre N70°E y N115°E y buzamientos comprendidos entre 50° y 60° al sur. En la mayoría de los casos no se aprecia deformación de los componentes minerales pero ocasionalmente se ha observado un ligero estiramiento del cuarzo y no es raro que los enclaves microgranudos presenten elongaciones concordantes con las directrices de orientación de los megacristales. Así, en la zona de la Asomada de Montijo, se observan fábricas deformativas con orientación de micas y feldespatos y estiramiento del cuarzo que tienen directrices N120°-140°E subverticales o con fuertes buzamientos al sur. También se observan localmente en estas rocas estructuras de flujo definidas por schlieren bióticos de geometría variable.

En el afloramiento más oriental, al noreste del cortijo de los Almorchones y al oeste del río Guerrero, los monzogranitos y granodioritas porfídicas presentan unas características algo más heterogéneas. Tienen un porfidismo más espaciado, una mayor variedad de tamaño de los megacristales y una matriz menos gruesa y más heterogranular. No obstante, se mantienen las características principales de los mismos, como son la composición mineralógica, el hábito y la coloración del feldespato potásico y de la plagioclasa, así como la orientación, aunque los megacristales pueden ser en algunos casos más pálidos o blanquecinos.

En estos granitoides es bastante frecuente la presencia de enclaves microgranudos de composición tonalítica-cuarzodiorítica. Suelen tener formas elipsoidales y colores grises oscuros o negruzcos, a veces con algunos fenocristales y sus tamaños son centimétricos o decimétricos. Ocasionalmente pueden encontrarse pequeños xenolitos metamórficos.

La mineralogía principal está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y anfíbol. La mineralogía accesoria consta de apatito, esfena, opacos y allanita. Como minerales secundarios se encuentran clorita, sericitas y esfena. Las texturas son hipidiomórficas porfídicas de grano grueso a muy grueso, que pueden presentar orientaciones de flujo y poligonizaciones.

Las manifestaciones filonianas asociadas son escasas y entre ellas pueden encontrarse pequeños filones de aplitas, cuarzo y microgranitos que son más frecuentes en las inmediaciones del contacto con los metasedimentos en los que pueden intruir. Ocasionalmente se encuentran algunas pequeñas cavidades miarolíticas en las canteras de Villar del Rey (véase apartado 10).

Los enclaves microgranudos son de composición tonalítica o cuarzodiorítica y pueden tener fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Como minerales ferromagnesianos tienen biotita, anfíbol y clinopiroxeno y sus texturas son hipidiomórficas de grano fino, a veces con tendencias inequigranulares o porfídicas.

En la hoja de Villar del Rey, al sur y al sureste de esta población, se encuentran algunos afloramientos graníticos que se asocian a resaltes topográficos con abundantes exposiciones de roca viva que constituyen lanchares, túmulos y berrocales. Se trata de rocas de color gris claro, de grano fino, medio-grueso o heterogranular y con tendencia porfídica variablemente definida, en las que pueden destacar fenocristales de cuarzo subredondeados y de feldespato potásico. Con frecuencia presentan particiones en bloques pequeños y pueden constituir bolos heterométricos algo irregulares. Estos afloramientos corresponden a pequeñas apófisis y cúpulas de granitos asociados a diferencias del cuerpo plutónico principal. También se encuentran abundantes bloques y cantos de leucogranitos de grano fino y aplitas en los suelos próximos al vértice topográfico Almorchones, que corresponden a la erosión y degradación de una pequeña cúpula o dique.

La mineralogía principal de esta facies consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios aparecen circón, apatito, fluorita, esfena y opacos. Los minerales secundarios son clorita, sericitas, moscovita, rutilo, esfena y opacos. Las texturas pueden ser hipidiomórficas heterogranulares con rotura, poligonización y orientación deformativa variable. En algunas rocas se aprecian texturas inequigranulares con fenocristales de cuarzo. En las variedades más deformadas se encuentran dominios de poligonización sacaroides, con trituración de la biotita que forma agregados poligonizados intersticiales y orientados.

Dentro de este grupo litológico también se encuentran variedades félsicas, de afinidad micropegmatítica con intercrecimientos gráficos-pegmatoides de cuarzo, feldespato potásico y albita y sin minerales oscuros. En estas rocas existen dominios con texturas sacaroides o granofíricas finas, o

crecimientos plumosos heterogranulares de cuarzo rico en inclusiones finísimas. En otras rocas aplopegmatíticas se encuentran láminas grandes de biotita castaño-rojiza, muy fina y con secciones aciculares, dispersas en una base gráfico-simplectítica de cuarzo, albita y feldespato potásico. En estas rocas pueden encontrarse grupos poiquilítico-esqueléticos de esfena.

En las inmediaciones del contacto septentrional se encuentran algunas rocas sacaroides cuarzofeldespáticas con la biotita formando alineaciones policristalinas de cristalitos procedentes de la trituración y poligonización de cristales de mayor tamaño. El cuarzo y los feldespatos forman una base granulada y recristalizada de grano muy fino, con bandeados composicionales difusos y en la que destacan algunos cristales mayores que pueden corresponder a porfiroclastos. Estas rocas posiblemente corresponden a leucogranitos con deformación asociada al rejuego de la banda de cizalla dúctil E-O y sentido sinistrorso, próxima al límite septentrional del Macizo de Villar del Rey y que afecta a toda la zona.

No se conoce la existencia de mineralizaciones asociadas a este Macizo plutónico, pero no se descarta la posibilidad de explotación de feldespato potásico, en relación con zonas de importantes mantos de lehm granítico, muy ricos en fragmentos gruesos de este mineral. Por otra parte, en la zona de Villar del Rey existen canteras en las que se explotan los monzogranitos porfídicos con megacristales rosados con fines ornamentales (véase apartado 10).

4.2.10. Diabasas de Villar del rey

Se trata de un haz de diques básicos que se encuentra interestratificado en los materiales devónicos del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando y que intruye paralelamente a las estructuras hercínicas, en un conjunto de pizarras con algunas intercalaciones de calizas, constituyendo una serie volcano-sedimentaria de edad Devónico Superior (~26– Mapa). Alguno de estos diques o sills tiene una potencia superior a 100 metros, y pueden presentar esquistosamientos marginales.

En las pizarras encajantes más próximas a los contactos se aprecia la neoformación de poiobilastos poiquilítico-cribosos de albita, que contienen abundantes inclusiones orientadas de los minerales de la matriz. En algunas ocasiones se aprecia que la foliación se curva ligeramente en torno a ellos, pero en otros casos se observa que estos porfiroblastos se encuentran alentejados y definiendo sigmoides abrazados por la esquistosidad principal que presenta una fuerte inflexión en torno a ellos. Estas relaciones entre blastesis y deformación de los minerales de contacto, unidas a las diferencias observadas en la recristalización y deformación de las diabasas parecen indicar que el emplazamiento de este sistema filoniano ha tenido lugar durante un periodo de tiempo relativamente amplio que posiblemente se ha extendido entre etapas pre y sin-cinemáticas con respecto a las fases principales de la Orogenia Hercínica.

Las rocas que constituyen estos diques son diabasas (Foto 23), de grano medio-fino y de color gris verdoso, y en los afloramientos pueden encontrarse bolsadas irregulares con límites difusos de facies porfídicas, con fenocristales blancuecinos de plagioclasa que pueden alcanzar tamaños superiores a 1cm. Sus afloramientos se ponen en general en evidencia por acumulaciones de pequeños bolos de color pardo oscuro.

La mineralogía principal consta de plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol. Como minerales accesorios se encuentran opacos y posiblemente ortopiroxeno y olivino. Los minerales secundarios son anfíbol, epidota, clinozoisita y sericitas.



Foto 23. Frente de cantera de rocas ornamentales en la que se explotan las diabasas interestratificadas del Devónico Superior (26 del Mapa). Explotación intermitente del denominado "Granito Negro", Villar del Rey (Badajoz).

Las texturas primarias pueden variar entre diabásicas e intersertales heterogranulares. En algunas rocas de este grupo se observan poligonizaciones minerales y texturas blasto-ígneas, foliadas y recristalizadas, debidas a procesos de deformación dúctil de las mismas. Algunas de estas rocas están bastante deformadas y recristalizadas, encontrándose los piroxenos completamente sustituidos por anfíboles verdes e incoloros. La plagioclasa forma una trama de microlitos orientados y alterados y forma parte de una matriz en la que se encuentran abundantísimos gránulos muy finos de epidota-clinozoisita y agregados policristalinos dispersos de minerales opacos y esfena.

En nuestra opinión, este magmatismo básico se ha emplazado favorecido por la existencia de fallas sinsedimentarias intradevónicas (que posteriormente se reactivan durante las fases de deformación hercínicas) en una etapa de proto-rifting extensional, dando lugar a una serie relacionada con procesos volcano-sedimentarios en el Devónico Superior (–26– Mapa) que caracteriza los Sinformes de La Codosera-Puebla de Obando y el de la Sierra de San Pedro. No es de descartar una cierta relación genética entre determinados yacimientos minerales y este magmatismo (Gumiell *et al.*, 1976).

Estas rocas se aprovechan en las canteras de pizarras de Villar del Rey para su explotación esporádica como rocas ornamentales (Foto 23).

4.2.11. Complejo Filoniano de Brozas-Membrio (–3– Mapa)

Es un denso haz filoniano que se localiza en la provincia de Cáceres, en la zona septentrional de la zona cartografiada. Las direcciones de estos diques fluctúan entre N70°E y N120°E e intruyen en los metasedimentos epizonales pizarrosos y grauváquicos del Alogrupo Domo Extremeño (CEG), aunque también cortan a distintas unidades graníticas. Los diques que constituyen este sistema filoniano tienen unos espaciados relativamente amplios entre ellos y unas longitudes individuales que pueden alcanzar más de 5 Km.

54

Las rocas que constituyen estos diques son diabasas de grano fino, de color verde oscuro o negruzco, que pueden estar bastante alteradas y afectadas por cloritizaciones, epidotizaciones, uratitzaciones y carbonataciones. La mineralogía principal consta de plagioclasa, anfibol y clinopiroxeno. Como minerales accesorios aparecen opacos y biotita. Ocasionalmente se han encontrado pequeños cristales de olivino serpentinizados. Los minerales secundarios son clorita, sericitita, anfibol actinolítico, carbonatos, epidota, leucoxeno y esfena. Las texturas son diabásicas de grano fino y en algunos casos pueden encontrarse texturas vacuolares.

4.2.12. Diabasas del Dique de Plasencia (3a)

Se trata de un gran dique básico que atraviesa a los materiales del Macizo Hespérico en una longitud que se extiende de forma discontinua desde el centro de la Península Ibérica hasta el SO, en el Alentejo, pudiendo superar localmente su potencia los 300 metros. En la hoja N° 677 (Brozas) corta a los granitoides del Macizo de Cabeza de Araya y a los metasedimentos protorozoicos del Alogrupo Domo Extremeño. En la hoja N° 703 (Arroyo de la Luz) esta unidad filoniana intruye en los metasedimentos del Alogrupo Domo Extremeño y en cuarcitas del Silúrico-Devónico, y tiene una dirección aproximada N45°E. En la hoja N° 727 (Alburquerque), corta a las filitas, a las calizas del Devónico Superior y a los granitos del batolito de Alburquerque (véase Mapa y Foto 24).



Foto 24. Afloramiento de diabasas asociadas a la falla de Plasencia en el Puerto de Los Conejeros. Carretera de Alburquerque-Badajoz.

Los materiales que constituyen este dique son diabasas y gabros que tienen un tamaño de grano muy variable, que en parte depende de su situación en zonas marginales o internas del dique.

La mineralogía principal consta de plagioclasa y clinopiroxeno. Como minerales accesorios, y según las litologías, pueden encontrarse olivino, hornblenda verde o marrón, ilmenita y biotita, y en algunos casos aparecen cuarzo y feldespato potásico asociados a intercrecimientos granofíricos intersticiales. Estas rocas tienen texturas ofíticas de grano muy fino a grueso.

Según la datación realizada por Priem *et al.*, (1970) por el método de K/Ar en roca total, este dique tiene una edad de 168+/-5 Ma, correspondiente al Jurásico Medio.

5.

SÍNTESIS PETROLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LOS GRANITOIDES DEL ÁREA DE ESTUDIO

Las unidades plutónicas aflorantes en esta hoja están representadas fundamentalmente por cuerpos intrusivos que pertenecen al complejo de Cabeza de Araya y al Batolito de Alburquerque, encontrándose también otras unidades menos extensas como son los plutones de Villar del Rey y de la Roca de la Sierra y otra serie de stocks, de composición granítica o más básica como son los de Casa Clemente, Peñaquemada y Tío Víctor (Figura 5).

Desde el punto de vista petrológico, en el sector estudiado pueden definirse dos grandes grupos de granitoideos en función de sus características litogeoquímicas, uno de carácter fuertemente peralumínico y otro compuesto por granitoideos subalumínicos o débilmente peralumínicos. Es de destacar que las principales unidades plutónicas subalumínicas aflorantes en este Mapa, se encuentran estrictamente delimitadas en su borde septentrional por la zona de falla de La Roca de la Sierra (Cabalgameinto de la Roca de la Sierra, con reactivaciones oblicuas –desgarres– posteriores), que constituye un accidente tectónico de gran trascendencia, ya que no solo marca el contacto entre formaciones de afinidad Centroibérica y de afinidad Ossa-Morena, sino que también parece tener implicaciones en cuanto a la definición de una divisoria en el magmatismo hercínico, dando entrada en este sector a asociaciones graníticas diferentes a las de los Complejos plutónicos de Araya, Albalá y Trujillo (véase el Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura, 1998).

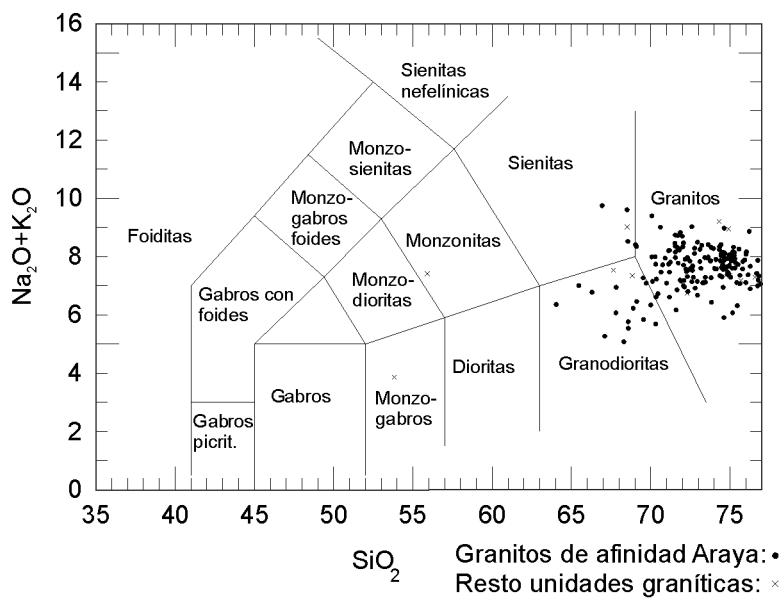
El primero de los grupos está representado por los plutones de Alburquerque, Arroyo de la Luz, Cabeza de Araya, y Casa-Clemente y desde el punto de vista petrológico, están constituidos principalmente por monzogranitos, granitos y leucogranitos de dos micas y moscovíticos, que en algunos casos pueden tener proporciones apreciables de cordierita y/o proporciones accesorias de otros minerales alumínicos como andalucita, sillimanita y granate.

En el segundo grupo están representados los plutones y stocks de Villar del Rey, La Roca de la Sierra y los stocks del Tío Víctor y de Peñaquemada. Los dos primeros corresponden a unidades plutónicas de tamaño moderado y están compuestos por monzogranitos, granitos y leucogranitos. En las rocas más básicas de este conjunto pueden encontrarse minerales principales o accesorios característicos de asociaciones subalumínicas como son el anfíbol, la allanita y la esfena, y en las facies comunes de estas unidades plutónicas, la biotita es el mineral micáceo exclusivo o netamente predominante. Las facies diferenciadas leucograníticas, son débilmente peralumínicas, y en ellas la moscovita es algo más abundante.

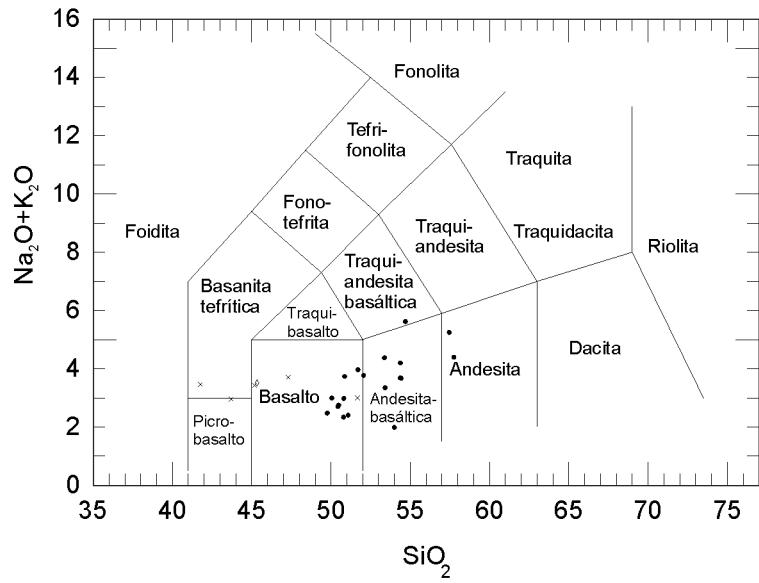
En la tabla 2 se encuentran las medias composicionales correspondientes a las principales unidades plutónicas, en las que figuran los datos correspondientes a los elementos mayoritarios y a los elementos trazas principales o más comúnmente analizados. Con respecto a estos últimos, la información es bastante desigual, ya que en bastantes de los análisis disponibles no se encuentra información sobre estos elementos.

Como puede apreciarse, la composición química mayoritaria de los plutones graníticos presenta un espectro muy restringido, oscilando sus composiciones medias entre tipos monzograníticos con contenidos en SiO_2 del orden del 68% a tipos leucograníticos con contenidos en SiO_2 que pue-

(A)



(B)



(C)

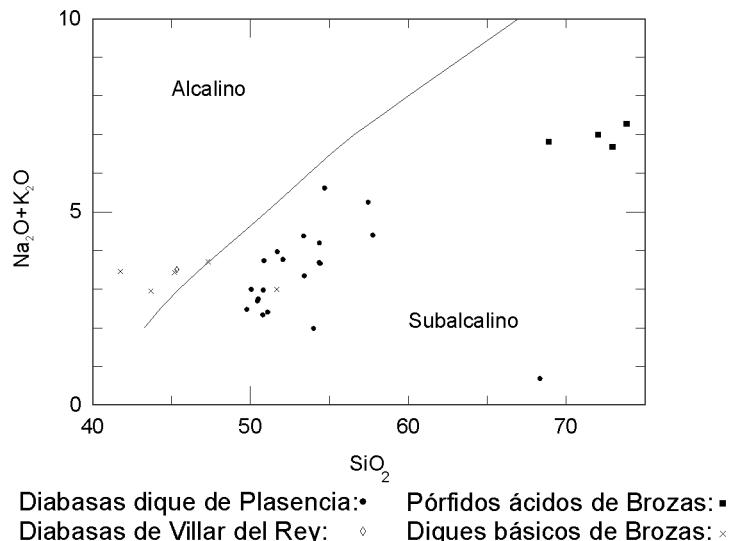


Figura 7. Evolución composicional y clasificación de los granitoides y rocas filonianas en función de su grado de diferenciación.

den superar el 78%. Es de destacar que si se atiende solo a las unidades plutónicas peralumínicas (afinidad Araya), el límite inferior de SiO_2 se eleva al 70% (Figura 7 A).

En el caso de los pequeños stocks y apófisis de carácter más básico, las composiciones, incluso a nivel de un mismo cuerpo intrusivo son bastante heterogéneas, pudiendo encontrarse en ellos desde rocas cuarzodioríticas y tonalíticas hasta monzograníticas, con contenidos en SiO_2 que fluctúan entre 53% y 72%.

Con respecto al resto de los elementos mayoritarios, se aprecia que las facies comunes de las unidades peralumínicas tienen altos contenidos en Al_2O_3 (del orden de 14%) si se tiene en cuenta su acidez, y que los contenidos en K_2O también son moderados o altos. Por el contrario, los contenidos en TiO_2 , FeO , MgO y CaO son muy bajos, y reflejan la escasa proporción de minerales ferromagnesianos que tienen estas rocas, así como el bajo contenido en anortita de las plagioclasas. En el caso de las unidades graníticas subalumínicas, las proporciones de Al_2O_3 para rocas con contenidos en SiO_2 equivalentes, son netamente inferiores, siendo a su vez más ricas en CaO . En las rocas de los stocks más básicos, la proporción de sílice es netamente inferior, encontrándose a su vez contenidos mucho mayores de TiO_2 , FeO , MgO y CaO . Es de destacar que algunas de estas rocas presentan contenidos en potasio bastante elevados para su basicidad.

Atendiendo a los elementos en traza, los granitoides de afinidad Araya, tienen en general contenidos muy elevados de Rb y con frecuencia de Ba , aunque este último elemento presenta importantes variaciones. Con carácter general, en estos granitoides se encuentran unos contenidos de Sr muy bajos. En el caso de las unidades graníticas subalumínicas, debido a la apreciable diferencia composicional de las dos unidades principales y a los pocos datos existentes no pueden deducirse pautas de carácter general, al igual que ocurre con las pequeñas unidades plutónicas de carácter más básico.

En cuanto a la evolución composicional y a la clasificación de los granitoides con respecto al grado de diferenciación, puede observarse en el diagrama TAS (Figura 7 A), en el que se aprecia que la gran mayoría de las rocas analizadas en estas unidades plutónicas corresponden a tipos graníticos, con una proporción subordinada de rocas granodioríticas, escasos sienogranitos y algunas rocas grabrodioríticas, cuarzodioríticas o cuarzomonzodioríticas, perteneciendo estos tres últimos tipos a los pequeños cuerpos intrusivos básicos. Por otra parte, en este diagrama puede observarse que el conjunto de las muestras se agrupa en una nube de puntos en la que no se definen unas pautas de evolución nítidas, lo que es debido a la superposición de las líneas evolutivas de las múltiples unidades plutónicas representadas en este gráfico.

En el diagrama AFM (Figura 8 A) en el que se representa el conjunto de muestras de las unidades plutónicas consideradas, se aprecia que la nube de puntos principal se ajusta a una línea evolutiva típica de asociaciones graníticas calcoalcalinas. No obstante, se observa una pequeña dispersión determinada por algunas muestras de granitoides de las unidades alumínicas que se apartan de la línea evolutiva principal y que puede ser debida a la superposición de procesos de diferenciación distintos de los que condicionan las pautas más comunes, y que pueden asociarse a hidrotermalizaciones o a pérdidas de álcalis. En el extremo básico se encuentra un escaso numero de rocas que se proyectan según una distribución bastante dispersa y que en la mayoría de los casos pertenecen a las unidades subalumínicas. También se encuentran algunas muestras que se proyectan en el campo toleítico y que posiblemente corresponden a rocas afectadas por procesos de alteración, no representativos de los procesos magmáticos generales.

En los diagramas de Pearce *et al.*, (1984) para la caracterización geodinámica de los granitoides a partir de sus características geoquímicas (Figura 9), se observa que la gran mayoría de las muestras en las que se dispone de datos de elementos traza, se proyectan en el diagrama $\text{Y}-\text{Nb}$ en el campo de las asociaciones magnéticas sin-colisionales o de arco volcánico o margen continental activo. En el diagrama complementario $\text{Y} + \text{Nb} - \text{Rb}$, que permite la distinción entre estos campos, se aprecia que la mayor parte de los granitoides se sitúan en el campo colisional, lo que resulta plenamente congruente con las características del orógeno y la etapa de intrusión de este conjunto plutónico.

TABLA 2
Composición de las unidades plutónicas

PLUTÓN	ALB	ALB	ARAY	ARAY	ARLU	BROZ	CCLE	PQUEM	RSIE	RSIE	TVIC	TVIC	VREY	VREY	ZAF	
NÚM	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	74,26	78,79	73,22	77,34	70,34	74,04	73,85	53,84	61,1	74,62	77,19	55,9	72,3	68,33	75,76	72,44
TiO ₂	0,14	0,1	0,2	0,08	0,46	0,12	0,18	2,01	1,11	0,13	0,14	1,06	0,37	0,55	0,08	0,12
Al ₂ O ₃	14,14	11,73	14,11	12,46	14,82	14,29	14,27	14,24	12,84	11,9	14,37	13,8	14,75	13,8	14,48	
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
FeO	1,42	1,27	1,89	1,05	3,8	1,19	1,38	9,56	6,7	1,46	1,69	6,52	2,45	3,35	1,07	2,28
MnO	0,01	0	0,04	0,02	0,05	0,04	0,03	0,14	0,1	0,04	0,02	0,09	0,06	0,06	0,03	0,05
MgO	0,24	0,2	0,46	0,28	1,06	0,29	0,60	4,98	4,64	0,09	0,2	3,84	0,69	0,98	0,12	0,84
CaO	0,38	0,2	0,67	0,44	0,92	0,53	0,33	8,84	4,18	0,78	0,71	4,26	1,73	2,38	0,62	0,41
Na ₂ O	3,32	2,95	3,43	3,24	3,01	3,65	3,41	2,92	2,81	3,42	3,07	4,99	3,08	3,65	3,06	3,12
K ₂ O	4,21	3,29	4,44	3,96	3,55	4,30	0,94	2,03	5,62	4,01	2,42	3,66	4,32	4,21	4,05	
P ₂ O ₅	0,14	0	0,22	0,21	0,2	0,39	0,01	0,21	0,23	0,04	0,08	0,17	0,1	0,16	0,04	0,34
P.F.	1,46	1,34	0,96	0,67	1,17	1,24	1,37	0,97	2,82	0,66	0,24	5,65	0,13	0,28	0,19	1,37
TOT	99,72	99,87	99,64	99,75	99,38	99,37	99,75	98,68	99,96	99,7	99,25	99,27	98,37	98,81	99,5	
Rb	326,6	0	297,33	316,25	181	336,33	196,00	16	49	313	370	51	240	176,67	433,33	0
Sr	35	0	45,48	32	66,69	45,39	29,00	206	140	29,5	35,5	414	152	205,67	40,67	0
Ba	149,37	0	611,99	562	806,81	411,33	604,00	249	409	119,5	151	656	487	559	82	0
Y	8,98	0	9,25	0	19,67	2,5		25	0	14	13,5	10	24	20	30,33	0
Zr	56,9	0	117,25	0	173,67	32,33		153	0	102	153	139	222	198	135,67	0
Nb	9,67	0	14	0	13	13,67		0	0	38	21,5	0	28	26	24,67	0
Ta	2,09	0	6	0	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	
La	9,44	0	0	0	0	0		19	0	19,5	20	26	50	48	10	0
Ce	18,29	0	39,14	0	41,33	0		26	0	38	34,5	40	90	84	30	0

Explicación. 1.- Macizo de Alburquerque. Facies porfídicas (Media de 24 muestras).2.- Macizo de Alburquerque. Facies de grano fino y aplitas (Media de 10 muestras).3.- Macizo de Cabeza de Araya. Facies porfídica y de grano grueso (Media de 4 muestras). 5.- Macizo de Arroyo de La Luz. (Media de 21 muestras).6.- Macizo de Brozas. (Media de 12 muestras).7.- Stock de Cásica Clemente. (Media de 2 muestras).8.- Apófisis cuarzodiorítica (1 muestra).9.- Apófisis de Peña Quemada. Facies porfídica común (Media de 2 muestras).10.- Macizo de La Roca de La Sierra. Facies porfídica y de grano medio (Media de 2 muestras).11.- Macizo de Tío Victor. Facies granítica heterogénea (1 muestra).13.- Stock de Tío Victor. Facies granítica común (Media de 3 muestras).14.- Macizo de Villar del Rey. Facies aplíticas (Media de 3 muestras).15.- Macizo de Villar del Casar. Macizo de Cabeza de Araya. Facies aplíticas (Media de 3 muestras).* Los valores de elementos trazas corresponden a un número de muestras menor que los elementos mayores.

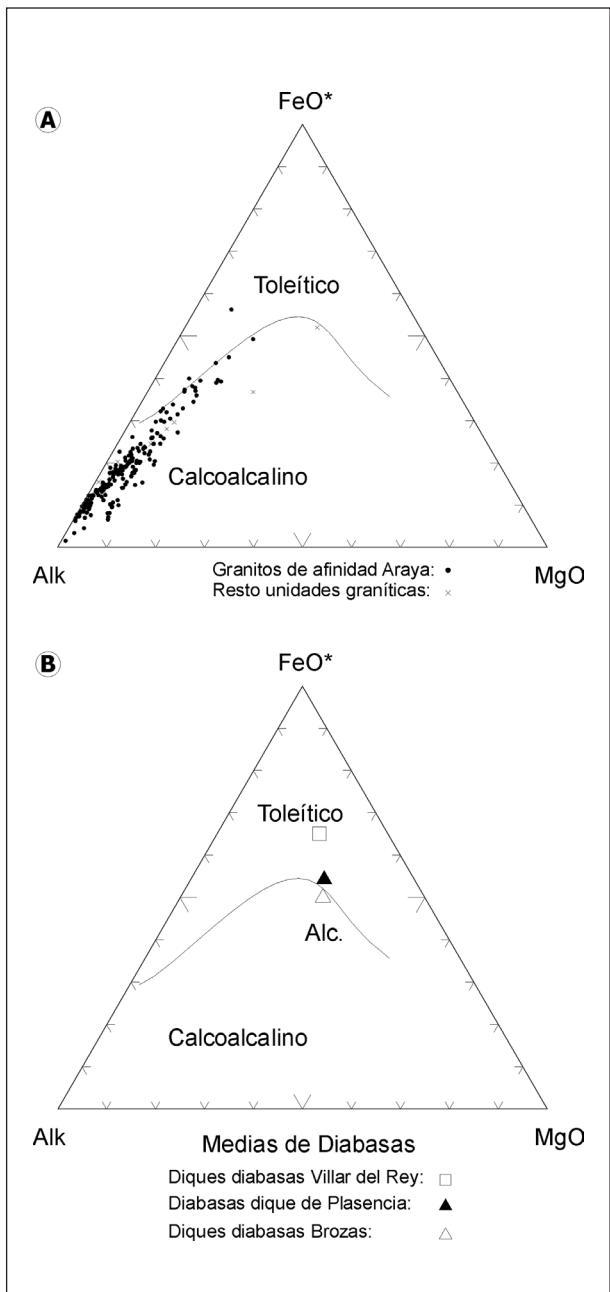


Figura 8. Diagramas de variación AFM de los granitoides y de las diabásicas de la zona estudiada (límite entre campos toleítico y calcoalcalino, según Irvine y Baragar (1971)).

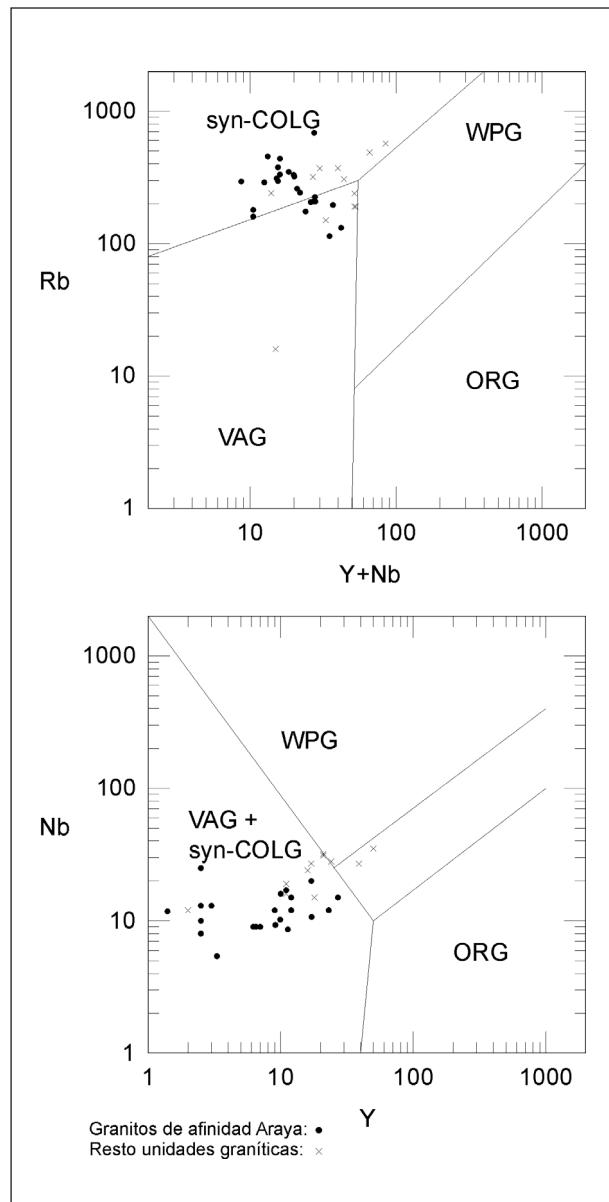


Figura 9. Diagramas de caracterización geodinámica de granitoides según su químismo (Pearce et al., 1984).

VAG: granitoides de arco volcánico o marge continental activo.

WPG: granitoides intraplaca.

ORG: granitoides de dorsal oceánica.

Syn-COLG: granitoides asociados a colisión continental.

En cuanto a las manifestaciones filonianas ígneas existentes en el ámbito geológico estudiado en este mapa, se observa que las más importantes están representadas por rocas diabásicas, que pertenecen al dique de Plasencia, al complejo de diques de la zona Brozas-Membrio, o a la serie de sills y diques que se encuentran en el Sínforme de La Codosera-Puebla de Obando.

En la tabla 3 se encuentran los valores de las medias composicionales de las rocas de estos sistemas filonianos, que ponen claramente de manifiesto que las pertenecientes a los de Brozas-Membrio y a La Codosera-Puebla de Obando (diabásicas de Villar del Rey) son apreciablemente más básicas que las del dique de Plasencia, que son las que presentan contenidos más elevados en SiO_2 y Al_2O_3 . No pueden realizarse estimaciones comparativas para los elementos trazas, ya que solo se dispone de datos de estos elementos en uno de los casos, en el que además el número de muestras es muy limitado.

TABLA 3
Composición de las rocas diabásicas

	DIABASAS DE BROZAS	DIABASAS DE PLASENCIA	DIABASAS DE VILLAR DEL REY
NÚMERO	17	18	19
SiO ₂	45,16	52,73	45,34
TiO ₂	3,84	1,21	3,34
Al ₂ O ₃	15,88	16,35	12,04
Fe ₂ O ₃	0	0	0
FeO	11,96	10,33	16,33
MnO	0,19	0,09	0,29
MgO	7	5,21	5,25
CaO	8,25	9,46	9
Na ₂ O	3,42	2,5	3,15
K ₂ O	1,57	1,01	0,36
P ₂ O ₅	0,16	0,28	1,48
P.F.	2,17	0,93	1,61
TOT	99,6	100,1	98,19
Rb	0	0	9
Sr	0	0	245
Ba	0	0	56
Y	0	0	53
Zr	0	0	164
Nb	0	0	14
La	0	0	27
Ce	0	0	52

La composición normativa media (Tablas 4 y 5) pone de manifiesto que las rocas del dique de Plasencia son sobresaturadas en cuarzo, correspondiendo a diabasas toleíticas cuarzo normativas. Las diabasas del sistema Brozas-Membrio son subsaturadas en cuarzo y olivino-nefelia normativas, indicando que tienen una clara afinidad alcalina. Las diabasas del Sinfo de La Codosera - Puebla de Obando corresponden a tipos toleíticos, olivino-hiperstena normativos.

En el diagrama TAS (Figura 7 B) elaborado para las rocas filonianas de la hoja, se observa que en el conjunto de muestras diabásicas está representado un amplio espectro litológico en el que se encuentran picrobasaltos, basanitas tefríticas, basaltos, andesitas basálticas, andesitas y traquianandesitas basálticas. Los tipos más básicos del conjunto pertenecen al sistema de Brozas-Membrio. En este último sistema filoniano también se encuentran diques de pórvidos ácidos de composición granítica y granodiorítica, cuyo origen está posiblemente relacionado con los eventos de plutonismo granítico y desligado del magmatismo básico.

En el diagrama AFM (Figura 8 B), en el que está representado el límite entre las rocas toleíticas y calcoalcalinas según Irvine y Baragar (1971), se observa que la mayoría de las diabasas se proyectan en el campo toleítico, constituyendo un población bastante dispersa en la que no se definen tendencias evolutivas claras, lo que parece indicar que corresponden a magmas que no han estado afectados por procesos de diferenciación importantes. Una limitación que presenta este diagrama es que no discrimina los tipos toleíticos y los alcalinos. Los materiales que constituyen los diques de pórvidos se proyectan definiendo una línea de evolución calcoalcalina en la que se observa una apreciable diferenciación composicional.

En el diagrama SiO₂ – Na₂O + K₂O (Figura 7 C) para diferenciación entre rocas alcalinas y subalcalinas, se observa claramente que las diabasas del dique de Plasencia corresponden a tipos subalcalinos (toleíticos), mientras que las más alcalinas son las pertenecientes al Sistema Filoniano de Brozas-Membrio.

TABLA 4
Normas ClIPW de las rocas plutónicas

PLUTÓN	ALB	ALB	ARAY	ARAY	ARLU	BROZ	CCLE	PQUEM	PQUEM	RSIE	TVIC	TVIC	VREY	VREY	ZAF	
MUESTRA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	74,26	78,79	73,22	77,34	70,34	74,04	73,85	53,84	61,1	74,62	77,19	55,9	72,3	68,33	75,76	72,44
TiO ₂	0,14	0,1	0,2	0,08	0,46	0,12	0,18	2,01	1,11	0,13	0,14	1,06	0,37	0,55	0,08	0,12
Al ₂ O ₃	14,14	11,73	14,11	12,46	14,82	14,29	14,27	14,24	12,84	11,9	14,37	13,8	14,75	13,8	14,48	
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	1,42	1,27	1,89	1,05	3,8	1,19	1,38	9,56	6,7	1,46	1,69	6,52	2,45	3,35	1,07	2,28
MnO	0,01	0	0,04	0,02	0,05	0,04	0,03	0,14	0,1	0,04	0,02	0,09	0,06	0,06	0,03	0,05
MgO	0,24	0,2	0,46	0,28	1,06	0,29	0,60	4,98	4,64	0,09	0,2	3,84	0,69	0,98	0,12	0,84
CaO	0,38	0,2	0,67	0,44	0,92	0,53	0,33	8,84	4,18	0,78	0,71	4,26	1,73	2,38	0,62	0,41
Na ₂ O	3,32	2,95	3,43	3,24	3,01	3,65	3,41	2,92	2,81	3,42	3,07	4,99	3,08	3,65	3,06	3,12
K ₂ O	4,21	3,29	4,44	3,96	3,55	3,59	4,30	0,94	2,03	5,62	4,01	2,42	3,66	4,32	4,21	4,05
P ₂ O ₅	0,14	0	0,22	0,21	0,2	0,39	0,01	0,21	0,23	0,04	0,08	0,17	0,1	0,16	0,04	0,34
P.F.	1,46	1,34	0,96	0,67	1,17	1,24	1,37	0,97	2,82	0,66	0,24	5,65	0,13	0,28	0,19	1,37
TOT	99,72	99,87	99,64	99,75	99,38	99,37	99,75	98,68	99,96	99,7	99,25	99,27	98,37	98,81	98,98	99,5
Q	36,97	47,32	33,31	41,73	33,38	37,66	34,94	5,08	16,91	30,48	41,06	0,74	34,1	22,01	39,59	35,68
OR	24,88	19,44	26,24	23,4	20,98	21,22	25,41	5,56	12	33,21	23,7	14,3	21,63	25,53	24,88	23,93
AB	28,09	24,96	29,02	27,42	25,47	30,89	28,86	24,71	23,78	28,94	25,98	42,23	26,06	30,89	25,89	26,4
AN	0,97	0,99	1,89	0,81	3,26	0,08	1,57	23,06	19,24	3,09	3	9,66	7,93	10,76	2,81	0
DI	0	0	0	0	0	0	0	16,16	0	0,46	0	8,6	0	0	0	0
HY	2,99	2,67	4,36	2,53	8,95	2,78	3,79	18,85	22,21	2,52	3,41	15,68	5,72	7,8	2,19	6,17
IL	0,27	0,19	0,38	0,15	0,87	0,23	0,34	3,82	2,11	0,25	0,27	2,01	0,7	1,04	0,15	0,23
AP	0,32	0	0,51	0,49	0,46	0,9	0,02	0,49	0,53	0,09	0,19	0,39	0,23	0,37	0,09	0,72
C	3,77	2,95	2,97	2,55	4,83	4,37	3,45	0	0,37	0	1,41	0	1,87	0,13	3,18	4,96
ID/TT	89,94	91,73	88,57	92,55	79,83	89,76	89,21	35,34	52,68	92,63	90,74	57,27	81,79	78,43	90,37	86,02
FEMG	0,75	0,77	0,68	0,67	0,65	0,68	0,54	0,47	0,41	0,9	0,82	0,45	0,64	0,63	0,83	0,6
A	81,94	80,93	77,01	84,41	57,44	83,03	79,57	20,98	29,91	85,36	78,93	41,7	68,22	64,8	85,93	69,68
F	15,45	16,47	18,49	12,31	33,27	13,65	14,24	51,96	41,41	13,79	18,84	36,69	24,8	27,24	12,65	22,16
M	2,61	2,59	4,5	3,28	9,28	3,33	6,19	27,07	28,68	0,85	2,23	21,61	6,98	7,97	1,42	8,16

TABLA 5
Normas CIPW de las rocas diabásicas

	17	18	19
SiO ₂	45,16	52,73	45,34
TiO ₂	3,84	1,21	3,34
Al ₂ O ₃	15,88	16,35	12,04
Fe ₂ O ₃	0	0	0
FeO	11,96	10,33	16,33
MnO	0,19	0,09	0,29
MgO	7	5,21	5,25
CaO	8,25	9,46	9
Na ₂ O	3,42	2,5	3,15
K ₂ O	1,57	1,01	0,36
P ₂ O ₅	0,16	0,28	1,48
P.F.	2,17	0,93	1,61
TOT	99,6	100,1	98,19
NORMA	CIPW		
Q	0	2,44	0
OR	9,28	5,97	2,13
AB	17,94	21,16	26,66
AN	23,34	30,41	17,65
NE	5,96	0	0
DI	13,65	12,27	14,66
HY	0	23,97	11,06
OL	19,6	0	14,66
IL	7,29	2,3	6,34
AP	0,37	0,65	3,43
ID/TT	33,18	29,57	28,78
FEMG	0,41	0,5	0,59
A	20,84	18,43	13,99
F	49,94	54,23	65,09
M	29,23	27,35	20,92

5.1. Consideraciones petrogenéticas

Los materiales plutónicos y filonianos aflorantes en la zona estudiada han sido analizados con distinta profundidad y a lo largo de una prolongada etapa de tiempo, lo que determina que no pueda acometerse un estudio equilibrado sobre el conjunto debido a la heterogeneidad de los datos existentes. Entre estos estudios se encuentran los de García de Figueroa (1963, 1965) y García de Figueroa *et al.*, (1974) sobre el dique de Plasencia, el de Corretgé (1971) sobre el batolito de Cabeza de Araya y el de González Menéndez (1998) sobre el batolito de Nisa-Alburquerque, además de todos los estudios incluidos en las hojas del MAGNA a escala 1:50.000 correspondientes al sector investigado.

En cuanto a los modelos petrogenéticos existentes sobre la génesis de estos granitoides, Corretgé (1972) propone que en el batolito de Cabeza de Araya se encuentran granitoides de la Serie Calcoalcalina, que estarían representados en los macizos de Zarza la Mayor y Arroyo de la Luz, y granitoides de la Serie Alcalina, que corresponderían a los representados en el resto de las unidades plutónicas de Cabeza de Araya. Según este autor, los granitoides de la Serie Alcalina se han generado por anatexia poco profunda de los materiales del zócalo en relación con el metamorfismo regional hercínico, habiéndose producido el emplazamiento de los cuerpos plutónicos principales del batolito en niveles epizonales y en estadios inmediatamente posteriores a la segunda fase de deformación hercínica, correspondiendo por tanto a intrusiones tardí y post-cinemáticas.

Más tarde, Corretgé *et al.*, (1985), en base a un estudio geoquímico, afirman que el batolito de Cabeza de Araya está constituido exclusivamente por granitoides de tipo S. Las facies principales estarían relacionadas a través de procesos de cristalización magmática y procederían de una fuente con componente cuarzofeldespática y pelítica, mientras que las facies aplíticas más evolucionadas parecen proceder de una fuente independiente más cuarzofeldespática.

Posteriormente, González Menéndez (1998) en su estudio sobre el Batolito de Alburquerque pone de manifiesto que la mayor parte de los granitoides aflorantes en el sector español del mismo, son equivalentes a los granitoides de tipo Araya, y a partir de estudios isotópicos de Sr y Nd propone que los magmas que han generado este batolito proceden de la fusión de materiales metapelíticos y neísicos en una corteza media-superior joven. Según los autores de este Mapa y de acuerdo con sus observaciones petrológicas y de carácter regional, esta corteza podría tener unas características composicionales relativamente similares a las que presenta la Unidad Migmatítica de Toledo. La variabilidad que se observa en el químismo de estas asociaciones graníticas es en gran parte debida a la acción de mecanismos de cristalización fraccionada de plagioclasa, biotita y feldespato potásico o de separación preferencial de estos minerales durante los procesos de emplazamiento. Otro tipo de variaciones tales como el empobrecimiento en Li, Rb, Cs, Sn, U, Be y B que se observan en algunos leucogranitos son debidas según González Menéndez (1998) a pro-

cesos de transferencia hidrotermal independientes de la secuencia de diferenciación magmática principal.

La heterogeneidad isotópica observada sería debida según este mismo autor a herencia de la existente en los materiales de los que proceden.

De acuerdo con las observaciones de Fernández Suárez (1985) sobre el metamorfismo de contacto asociado a la intrusión del batolito de Alburquerque, las condiciones termobáricas del mismo son de 500°C de temperatura y 2.3 Kb de presión, que corresponden a una profundidad de emplazamiento de 7 a 12 Km.

En cuanto al origen de los granitoides de Villar del Rey y de La Roca de la Sierra, no existe ningún estudio en el que se aborde su petrogénesis, y la información petrológica y geoquímica de la que se dispone es escasa e imprecisa, procediendo los datos geoquímicos más completos de los trabajos realizados para la elaboración de este Mapa. Estos plutones a pesar de las diferencias composicionales existentes entre ellos presentan un apreciable grado de afinidad y notables similitudes con algunas unidades plutónicas de otros sectores del Macizo Hespérico como son los granitoides de los macizos de Navas del Marqués (Avila), de La Cabrera y de la Atalaya Real (Madrid), de Lugo y Castroverde (Lugo). Todas estas unidades son equivalentes al grupo de los granitoides tardíos-postcinemáticos de emplazamiento somero definido en el norte de Galicia por Bellido *et al.*, (1987) y su génesis se ha producido a expensas de protolitos considerablemente menos alumínicos que los implicados en la génesis de los granitoides de tipo Araya, presentando a su vez evidencias de hibridación con magmas de origen subcortical, que se hacen patentes en la presencia de enclaves básicos microgranudos.

La implicación de magmas básicos subcorticales es muy patente en los pequeños apuntamientos básicos que se encuentran en la zona (apófisis y stocks de Peña Quemada y Tío Víctor) en los que se encuentran litologías de composición cuarzodiorítica e incluso más básica, formando parte de un sistema complejo de mezcla e hibridación con materiales granitoides más ácidos que posiblemente proceden de la fusión en profundidad de materiales de la corteza, inducidas por el emplazamiento de los magmas básicos.

Con respecto a las edades de las unidades plutónicas, solo se dispone de datos geocronológicos del Batolito de Alburquerque. En el sector español de este batolito, Penha y Arribas (1974) han realizado dataciones radiométricas por el método K-Ar en micas, que obtienen una edad de 284 +/- 10 Ma y por el método de Rb-Sr en roca total, Roberts *et al.*, (1991) que obtienen una edad de 286 +/- 3.6 Ma y González Menéndez (1998) que presenta dos dataciones con edades de 289 +/- 22 Ma y 294 +/- 11 Ma.

En cuanto a las edades relativas de las mismas, todos los cuerpos plutónicos aflorantes en este Mapa se han emplazado con posterioridad a las fases deformativas principales de la Orogenia Hercínica y presentan en la gran mayoría de los casos fábricas isótropas bajo el punto de vista tectónico. Únicamente en algunos casos como en el de los granitoides deformados o neisificados de Brozas se observan estructuras tectónicas que son debidas a la acción de desgarres hercínicos tardíos. En la zona norte del plutón de Villar del Rey, en las inmediaciones de la Zona de Falla de la Roca de La Sierra se observan foliaciones cuyas características son intermedias entre las de flujo magmático y las de origen tectónico, que pueden ser debidas a procesos de intrusión forzada o a movimientos de la falla durante la etapa de emplazamiento de los granitoides o en momentos ligeramente posteriores. No obstante, es preciso un estudio más detallado para poder establecer cuál es el origen preciso de estas foliaciones.

La mayor parte de las fábricas orientadas que se observan en los granitoides, tales como orientaciones planares o lineares de megacristales, micas y enclaves son debidas al efecto del flujo magmático.

En el caso de las rocas filonianas, las únicas dataciones disponibles corresponden al dique de Plasencia. Las dataciones realizadas por Schermerhorn *et al.*, (1978) por el método de K-Ar en roca total, suministran edades que oscilan entre 168 +/- 5 Ma (Jurásico Medio) en muestras tomadas en el sector portugués del dique, y 184 +/- 5 Ma (Jurásico temprano) para muestras de la zona española.

Ia. Posteriores dataciones sobre este mismo dique (Schott *et al.*, 1981) realizadas por el método de K-Ar sobre concentrados minerales de las diabasas, ofrecen un espectro cronológico que fluctúa entre 160 y 200 Ma.

Con respecto al origen de estos materiales, no existe ninguna duda de que se trata de rocas procedentes del emplazamiento de magmas básicos de origen mantélico, en relación con eventos de tectónica distensiva que han afectado a la totalidad de la corteza y han permitido el ascenso de los mismos. Los materiales más antiguos en el sector estudiado son los que constituyen el sistema de diques y sills diabásicos del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando, que posiblemente se han emplazado en parte simultáneamente al relleno de la cuenca devónico-carbonífera y que están afectados por las deformaciones y el metamorfismo epizonal hercínico. Este complejo diabásico se ha emplazado a favor de las estructuras extensionales que han dado lugar a la cuenca sedimentaria, y como ya se ha indicado previamente presenta un quimismo propio de toleitas transicionales olivínico-hipersténicas.

En el caso del sistema filoniano de Brozas-Membrio su edad es posterior pero está comprendida en el entorno temporal de la Orogenia Hercínica. Estos filones son posteriores a las fases principales de deformación hercínica, y al menos en parte, posteriores al emplazamiento de algunas de las unidades plutónicas del Batolito de Cabeza de Araya. A su vez, el hecho de que se encuentren diques de pórfidos graníticos formando parte del mismo, habla a favor de que es posible la existencia de una cierta contemporaneidad de este magmatismo básico con el magmatismo granítico hercínico. El quimismo de estos materiales presenta en bastantes casos afinidades alcalinas, lo que puede indicar una génesis mantélica relativamente profunda.

La formación del Dique de Plasencia está asociada al campo de tensiones generado en relación con la apertura del Océano Atlántico y por lo tanto se trata de una intrusión filoniana claramente posthercínica. Las rocas que lo constituyen son diabasas toleíticas sobresaturadas en cuarzo.

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, Winkler 1974). Las asociaciones minerales en las rocas pizarrosas y grauváquicas son: cuarzo + sericitia \pm biotita + clorita \pm albita y cuarzo + sericitia + moscovita + clorita \pm albita.

El metamorfismo ligado a la orogenia finiprecámbrica alcanzó condiciones que varían desde grado muy bajo hasta el grado alto aunque no se encuentran en la zona relictos del mismo. Sin embargo, el metamorfismo hercínico está representado por rocas de grado muy bajo o anchimetamórficas. Probablemente el metamorfismo observado sea debido exclusivamente al aumento de temperatura con la profundidad, sin ninguna otra fuente de calor adicional con excepción del campo térmico creado por los cuerpos intrusivos.

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 paragénesis de grado alto alcanzándose condiciones de desestabilización de la moscovita regional (zona de corneanas piroxénicas, como la zona de pequeñas dimensiones que se desarrolla al norte del batolito de Alburquerque (Foto 25).

En las zonas intermedias más alejadas del contacto, las rocas presentan un grado medio (zona de corneanas hornbléndicas) con paragénesis que incluyen cordierita y andalucita en los materiales pelíticos y grauváquicos. Estas rocas son identificables a nivel de afloramiento como pizarras mosqueadas o nodulosas.

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

Estudios posteriores sobre la aureola de metamorfismo de contacto del batolito de Alburquerque (Rodríguez Suárez, 1985) permiten establecer las condiciones de presión y temperatura en torno a 2,3 Kb y 500° C.

El metamorfismo de contacto de algunos plutones afecta a dos series composicionales, una pelítico-grauváquica muy extendida y otra calcosilicatada poco representada. Castro (1984) en una primera aproximación para el Sector Central de Extremadura, estima valores de presión que oscilan entre 2 Kb y 3,5 Kb y el mismo autor, observa como la blastesis

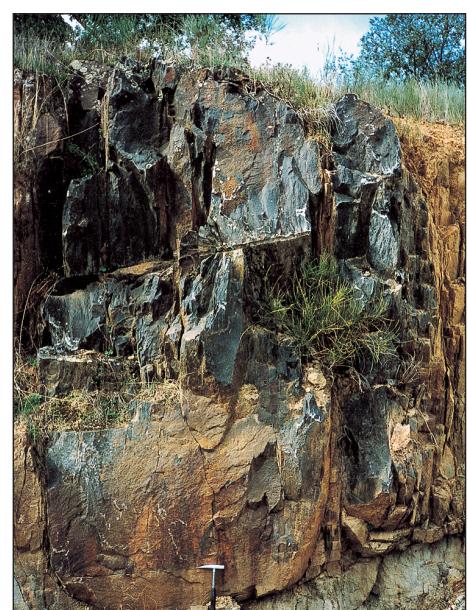


Foto 25. Corneanas del contacto norte del batolito de Alburquerque. Río Albarregena, Alburquerque.

mineral se sobreimpone a las asociaciones minerales debidas al metamorfismo regional de grado bajo y a la esquistosidad principal hercínica.

Con respecto a la cartografía y delimitación de las aureolas de metamorfismo de contacto producidas por los cuerpos plutónicos existen pocos trabajos. En este sentido Antón Pacheco *et al.*, (1985, 1988) y Rowan *et al.*, (1987), desarrollaron una técnica de tratamiento digital de Imágenes Landsat Thematic Mapper (TM), para la detección de suelos afectados por metamorfismo de contacto, aplicándolo a varias áreas de Extremadura.

En el área de La Codosera-Alburquerque (Antón Pacheco y Gumi, 1991) obtienen una clasificación de “suelos de metamorfismo de contacto” a partir del tratamiento de Imágenes Landsat TM. Los suelos clasificados por estos autores como “de contacto” definen una zona en el borde norte del batolito de Alburquerque que se corresponde muy bien con el trazado cartográfico de la aureola de metamorfismo de contacto en los materiales del Alogrupo Domo Extremeño. Sin embargo, al norte de Valencia de Alcántara esta clase de “suelos de contacto” es más extensa que la aureola de metamorfismo de contacto cartografiada, lo que sugiere que el contacto del granito en dicha zona se encuentre a menos profundidad y no sea muy verticalizado.

La aureola de contacto en el borde sur del batolito de Alburquerque está en parte enmascarada por la cobertura vegetal, pero al oeste de La Codosera, y coincidiendo con una zona cercana a donde se encuentran los indicios de oro (véase capítulo 9), hay varios campos de cultivo clasificados como de “contacto” en la Imagen Landsat TM (Antón Pacheco y Gumi, *op.cit.*). Esto unido a la existencia de una anomalía aeroradiométrica de K, y a la presencia de un mínimo gravimétrico en el Mapa de Anomalías de Bouguer (véase capítulo 8), sugiere la existencia de un cuerpo intrusivo (posible cúpula) en profundidad.

Por consiguiente, se resalta la utilidad de este método en la cartografía geológica, especialmente para la mejora del trazado de las aureolas de metamorfismo de contacto relacionadas con los granitos.

7.

EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL: CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES

La configuración estructural del Sector Centro-Occidental de Extremadura es el resultado de la superposición de varias “fases de deformación”¹, de las cuales, las más importantes corresponden a la Orogenia Hercínica. Hay, por otra parte, evidencias de otras deformaciones anteriores enmascaradas posteriormente, así como movimientos más tardíos atribuidos a la Orogenia Alpina, de menor importancia en la zona y casi siempre de carácter frágil distensivo.

Para una mejor descripción de la estructura de este segmento del Macizo Hespérico nos atenemos a la subdivisión expresada en el apartado 2, en la que desde el punto de vista tectonoestratigráfico, se incluyen los materiales en los siguientes dominios; Valencia de las Torres-Cerro Muriano, Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina y Lusitano-Alcúdico dentro de la Zona Centroibérica, que tienen sus equivalentes en las unidades Central, Alóctona y Paraautóctona de Azor *et al.*, (1994 a) y Martínez Poyatos *et al.*, (1995 b) (Figura 2).

Son numerosos los trabajos de índole estructural relacionados con el límite entre las Zonas Centroibérica (ZCI) y Ossa Morena (ZOM), en áreas próximas, y pocos los existentes en la zona de estudio (Figura 2). En lo que se refiere al límite de Zonas o también Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (ZCBC) existen estudios recientes con importantes aportaciones al conocimiento del mismo y merecen mencionarse, entre otros, los trabajos de Burg *et al.*, (1981); Quesada, (1989); Quesada *et al.*, (1990); Ábalos (1990); Ábalos y Eguiluz, (1989); Apalategui *et al.*, (1990); Quesada (1991); Ábalos *et al.*, (1991); Sanderson *et al.*, (1991); Dallmeyer y Quesada (1992); Quesada y Dallmeyer (1994); Azor *et al.*, (1992 a y b, 1994 a); Martínez Poyatos *et al.*, (1995 a y b, 1998); Pereira y Silva (2001); Simancas *et al.*, (2001); Gumiell y Campos (2001 a y b).

Respecto a la Unidad centroibérica, aparte de los trabajos mencionados en el capítulo de Estratigrafía, que casi siempre hacen alguna referencia a los temas estructurales, hay que citar los de Diez Balda *et al.*, (1990); López Díaz (1991) y Martínez Poyatos *et al.*, (2001).

Desde el punto de vista geométrico, y a escala macroscópica, el estilo tectónico que caracteriza a la ZCI es diferente según la unidad litoestratigráfica que se considere. En la Unidad centroibérica (que comprende la mayor parte del área de estudio) la estructura general consiste en grandes antiformes intruidos por los batolitos graníticos, y estrechos sinformes en los que se encuentran los materiales paleozoicos. Esta estructuración puede obedecer a una tectónica de “megabloques crustales”, en los que los sinclinales quedan “pinzados” y posiblemente conectados con megacizalladas profundas. Los abombamientos van a favorecer el emplazamiento de los batolitos principalmente en los antiformes, y el desarrollo de cabalgamientos de bajo ángulo (“estructuras en flor”) en las rocas paleozoicas que rellenan los sinformes (Sanderson, com. pers.).

El estilo tectónico de la Zona Centroibérica al sur del área de estudio es diferente ya que las rocas aflorantes están condicionadas por la deformación asociada a uno de los contactos tectónicos más importantes del Macizo Hespérico, el que constituye el límite entre la ZCI y la ZOM.

¹ Véase comentario al respecto al comenzar la descripción de la etapa compresiva hercínica.

El Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (Unidad Alóctona) se caracteriza por la existencia de pliegues tumbados vergentes al NE, de los que solamente se observa el flanco inverso con deformación interna, evidenciada por una lineación de estiramiento de orientación ONO-ESE paralela a los ejes y con indicadores cinemáticos de movimientos de cizalla de sentido sinistrorso.

7.1. Deformaciones Prehercínicas

A escala regional, en la parte meridional de la ZCI, estas deformaciones prehercínicas dieron lugar a las discordancias Cadomiense, Oretánica (o también I o Intra-alcudiense), II (o Precámbri-co-Cámbrica) y Toledánica (véase Figura 4).

La discordancia Cadomiense se sitúa entre la Serie Negra y la Formación Urra y está interpretada en este área como la suma de las discordancias Cadomiense (Martínez Poyatos *et al.*, 2001) y Oretánica (San José, 1983). Ha sido descrita con anterioridad en varias publicaciones (Casas y Santos, 1982; Eguiluz, 1987; Quesada *et al.*, 1990). En este Mapa la discordancia es de compleja observación ya que no se aprecian las relaciones angulares entre las sucesiones afectadas, pero si se observan cantos de lítitas procedentes de la Serie Negra en el conglomerado basal de la Formación Urra y en conglomerados del Alogrupo Domo Extremeño (Alcudiense Inferior).

La Discordancia Oretánica (San José, 1983) también denominada Intra-alcudiense o Discordancia I (Santamaría, 1995), es la discordancia entre los Alogrupos Domo Extremeño (Alcudiense Inferior) e Ibor (Alcudiense Superior) pertenecientes a la ZCI y también entre la Serie Negra y la Formación Urra comprendidas en el Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina. Son muy numerosos los trabajos que se refieren a esta discordancia (véase apartado 3.3.1) aunque no se observa en el Mapa que aquí se presenta, dada la ausencia de materiales del Alogrupo Ibor (Alcudiense Superior). En los citados trabajos es deducida, tanto por la observación de las relaciones angulares entre las unidades afectadas, como por el estudio de sus lineaciones de intersección que ponen en evidencia la existencia de un plegamiento previo en el conjunto inferior. Esta deformación no debió ser muy intensa ya que no está acompañada ni de esquistosidad ni de metamorfismo (López Díaz, 1993). A esta fase probablemente pertenecen los pliegues de eje vertical que se observan en el Alogrupo Domo Extremeño en las proximidades de Aliseda (Foto 26).

70



Foto 26. Pliegues prehercínicos, de eje vertical en el Alogrupo Domo Extremeño, debidos probablemente a la fase Oretánica. Proximidades del Río Salor, Aliseda (Cáceres).

miento parcial de los carbonatos de la plataforma del Alogrupo Ibor (Calvet y Salas, 1988; Santamaría, 1995). Con posterioridad y ya durante la sedimentación del Alogrupo Valdelacasa habría una estructuración del área por efecto de grandes fallas normales que controlarían la citada sedimentación (Ortega *et al.*, 1988).

La Discordancia-Discontinuidad II (Santamaría, 1995), entre el Alogrupo Valdelacasa (Vendiente Superior-Cámbrico Inferior) y el Alogrupo Ibor (Alcudiense Superior) es discutida; unas veces se interpreta como discordancia (Robles y Álvarez Nava 1988; López Díaz 1993), y otras como una discontinuidad (Lorenzo y Solé, 1988). La deformación del conjunto inferior es más débil que en la Oretánica, ya que las lineaciones de intersección en ambos Alogrupos son generalmente subparalelas (Santamaría 1995) salvo en alguna zona puntual (López Díaz 1993).

En el Anticlinal de Valdelacasa esta discordancia se superpone a la Oretánica apoyándose directamente el Alogrupo Valdelacasa sobre el Alogrupo Domo Extremeño. En este anticlinal el Complejo basal del Alogrupo Valdelacasa (Nivel de Fuentes) es una megabrecha (sismo-evento sensu Mutti 1985) que se nutre del desmantelamiento

La Discordancia Toledánica (Figura 4), corresponde conceptualmente a la fase Ibérica de Lotze (1956) aunque se denomina Toledánica por respetar el orden estratigráfico de las discordancias propuesto por el citado autor. Se adopta ese término porque la ubica entre el Ordovícico Inferior y su sustrato, y se descarta por ello la denominación Sárdica ya que dicha discordancia se sitúa entre el Ordovícico medio y el superior (Hamman et al., 1982). Además también ha sido reconocida, por otros autores Oeng Ing Soen (1970), García de Figuerola y Martínez García (1972), Ribeiro (1974), etc. En este área se superpone a las Discordancias Oretánica y II (o Precámbrico-Cámbrica) por ausencia de los Alogrupos Ibor y Valdelacasa. Es una discordancia angular que se reconoce en algunas localidades del área de estudio como en el Anticlinal de Malanda (López Díaz et al., in litt. a y b) y en las Casas del Hito (Bascones et al., 1982). En otras áreas de la ZCI (Diez Balda 1986; Diez Balda et al., 1990; López Díaz, 1993) provoca el basculamiento de los materiales del Alogrupo Valdelacasa y también pliegues que podrían ser consecuencia de la reactivación de las fallas mencionadas en el párrafo anterior. 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 (Martínez Catalán et al., 1992).

7.2. Orogenia Hercínica

En este Mapa se han diferenciado tres dominios estructurales (apartado 2) en cada uno de los cuales las deformaciones hercínicas son distintas, por lo que se describen a continuación de forma separada.

7.2.1. Límite entre la ZCI y la ZOM

El límite entre la ZCI y la ZOM coincide con la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Burg et al., 1981; Matte 1986; Ábalos 1990; Quesada 1991; Quesada y Dallmeyer 1994). En el Mapa que presentamos, las rocas que conforman dicho límite se reducen a un pequeño afloramiento (limítrofe, al sur, con la frontera portuguesa) de ortoneises leucocráticos de tendencia alcalina, milonitizados, en los que es muy patente una marcada lineación de estiramiento subhorizontal (Foto 14), subparalela a las estructuras y de dirección N135°E. No se observa el límite norte de estos ortoneises y su contacto con la Serie Negra debido a los recubrimientos cenozoicos, pero se interpreta como la prolongación hacia el NO de la ZCBC cuya última reactivación sería la falla de Matachel. A pesar de su escasa presencia en el Mapa, este límite de zonas es muy importante desde el punto de vista tectonoestratigráfico y sobre su significado tectónico hay diversas interpretaciones.

La posición de este límite entre la Zona Centroibérica (ZCI) y la Zona Ossa Morena (ZOM) está en discusión, desde la zonación del Macizo Hespérico establecida por Lotze (1945), que lo ubicaba a lo largo de la alineación granítica Batolito de los Pedroches-Macizo de Nisa-Alburquerque, criterio que mantuvieron Julivert et al., (1972). Garrote (1976) lo situó en la Falla de Azuaga, Robardet (1976) y Burg et al., (1981) lo situaron en la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (ZCBC), Liñán (1984) y Herranz (1984) en la Falla de Villaharta o de Hornachos. Matte (1986); Ábalos (1990); Ábalos et al., (1991); Quesada (1991); Azor et al., (1994 a) en la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba. En la actualidad prácticamente todos los autores lo sitúan a lo largo de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba en donde se imbrican las dos zonas.

Según Robardet (1976), el límite establecido por Lotze (1945) y Julivert et al., (1972) no tiene significado paleogeográfico para las rocas paleozoicas ya que son similares y discordantes a ambos lados de la alineación magmática Pedroches-Alburquerque, aunque sí lo tiene la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba.

Las interpretaciones en relación con el significado tectónico son diversas. Para Burg et al., (1981) y Matte (1986), constituye una “Sutura Hercínica” que evoluciona a cizalla dúctil sinistrorsa subvertical. Según Ábalos et al., (1991) y Quesada (1991), la ZCBC es una “Sutura Finiprecámbrica” que se reactiva como cizalla dúctil sinistrorsa, en condiciones de bajo grado, durante la Orogenia

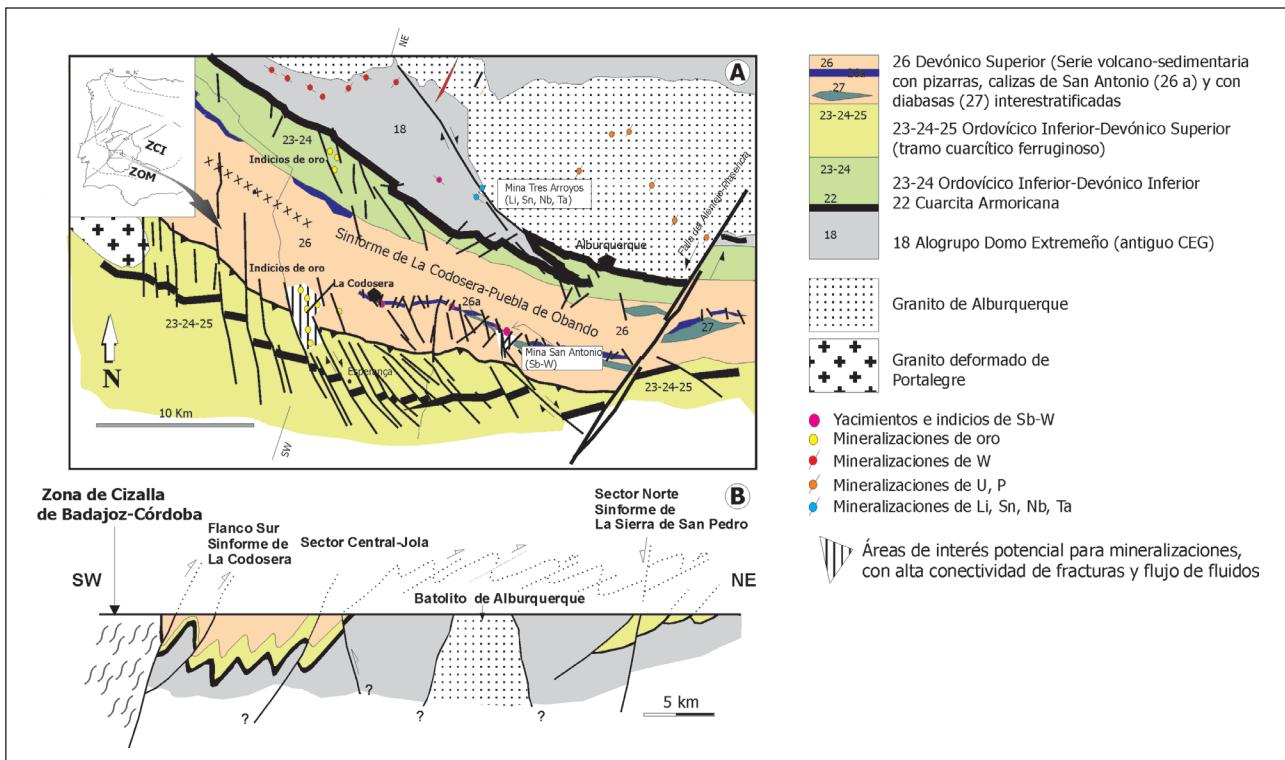


Figura 10. A) Esquema geológico mostrando la progresiva rotación de fallas según un modelo “dominó”. B) Corte esquemático y situación de los principales yacimientos e indicios minerales en el Sinfo de La Codosera-Puebla de Obando (modificado de Sanderson *et al.*, 1991).

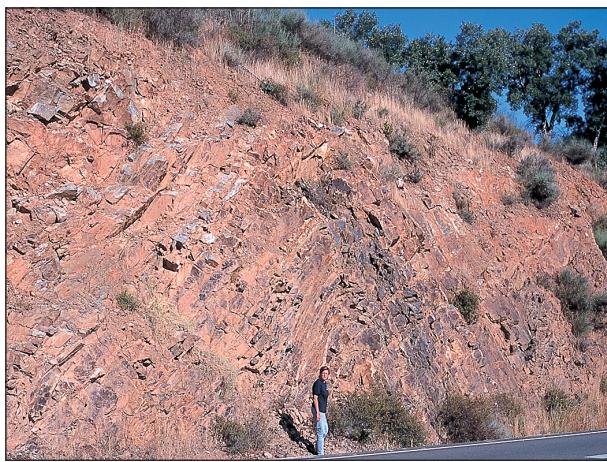


Foto 27. Pliegues hercínicos en cuarcitas y pizarras negras del Silúrico-Devónico Inferior (24 del Mapa). Carretera de Alburquerque-Badajoz.

Central-Jola y el Flanco Sur del Sinfo de La Codosera-Puebla de Obando (Figura 10 B), el flanco sur del Sinfo de La Codosera-Puebla de Obando es la parte más deformada. Este aumento de la deformación es debido a su proximidad con la ZCBC. Las rocas paleozoicas del flanco sur del Sinfo de La Codosera están afectadas por fallas inversas y cabalgamientos con vergencia norte, como por ejemplo el de la Roca de la Sierra y el de la Breña, de orientación general ONO-ESE, que ponen en contacto materiales del Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina con rocas paleozoicas de la Zona Centroibérica (Dominio Lusitano-Alcúndico, véase Mapa y esquema estructural de la Figura 10 B).

Hercínica. Para Azor *et al.*, (1994 a y b), la evolución tectonometamórfica principal es durante el Paleozoico Superior.

Desde nuestro punto de vista, en el Mapa Geológico del Sector Centro-Occidental de Extremadura que aquí se presenta, es posible observar cómo la deformación varía progresivamente de norte a sur, con un cambio en el estilo estructural desde pliegues a todas las escalas (Foto 27), estructuras compresivas (fallas inversas y cabalgamientos) con vergencia Norte (Foto 28), a estructuras de deformación propias de un régimen de cizalla, con una fuerte componente de desgarre (pliegues intramiloníticos, bandas S, etc.), la cual aumenta con la proximidad a la ZCBC (véase Figura 10 y Fotos 29 y 30).

De los tres sectores en los que esquemáticamente se puede subdividir la zona de estudio; el Sinfo de la Sierra de San Pedro, el Sector

7.2.2. Área norte de la ZCBC (equivalente al Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina)

Esta zona ocupa una estrecha banda al sur del Mapa (–17– del Mapa) y está limitada al sur por la prolongación de la Falla de Matachel y al norte por el Cabalgamiento plegado de la Roca de la Sierra. En ella afloran la Serie Negra y la Formación Urra, deformadas en condiciones de bajo grado y en posición de flanco inverso, en el que se reconocen estructuras S-C (Berthé et al., 1979) de sentido sinistrolorso y en el que está bien desarrollada una lineación de estiramiento de dirección NO-SE. También es muy notable el cabalgamiento de la Roca de la Sierra que superpone rocas de la Formación Urra y de la Serie Negra sobre rocas ordovícico-devónicas de la ZCI (Dominio Lusitano-Alcúdico). Así mismo, es evidente en el Mapa que aquí se presenta el plegamiento de este cabalgamiento por una segunda generación de pliegues de plano axial verticalizado, que se originaron durante la etapa compresiva hercínica de la ZCI y cuyas características se describirán en el apartado siguiente.

Los pliegues asociados a la “fase de deformación principal”, así denominada por Martínez Poyatos et al., (1995 b) tienen ejes con orientaciones variables y se reconoce una importante lineación de estiramiento subhorizontal (Lp), acompañada de bandas “S” (Shear bands) (Foto 30) con movimiento de sentido sinistrolorso, que forman una fuerte fábrica S-C con la esquistosidad principal Sp. A estos pliegues se les atribuye una edad Devónico Medio-Superior y al cabalgamiento una posible edad Namuriense-Westfaliane (Martínez Poyatos et al., 1998).

Por otra parte, hay una constante oblicuidad entre direcciones de ejes de pliegues y cabalgamientos, y la esquistosidad principal (Sp), así como una disposición general de las estructuras compresivas (cabalgamientos) a bajo ángulo, y extensivas (fallas de orientación NE-SO y NO-SE) a alto ángulo con respecto al límite de la zona de cizalla. Igualmente, se observa una rotación progresiva en la dirección de la trayectoria de la esquistosidad Sp, desde direcciones NO-SE en el norte, hasta E-O en el sur. Los pliegues asociados son asimétricos, con flancos largos estirados y cortos cizallados, con una geometría en “S”, marcando siempre un sentido de movimiento sinistrolorso (Foto 29). Todos estos criterios cinemáticos señalan que el área ha estado sometida a

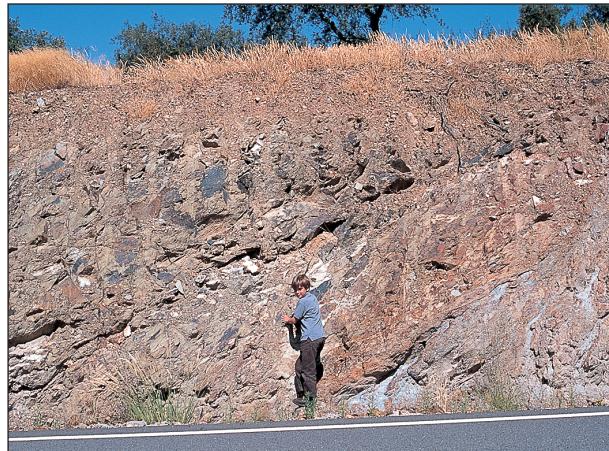


Foto 28. Cabalgamiento de Barrera vergente hacia el norte, que pone las pizarras y grauvacas del Alogrupo Domo Extremeño (–18– CEG) por encima de las alternancias de cuarcitas ferruginosas y pizarras del Devónico (25 en el Mapa). Carretera de Alburquerque a Herreruela.

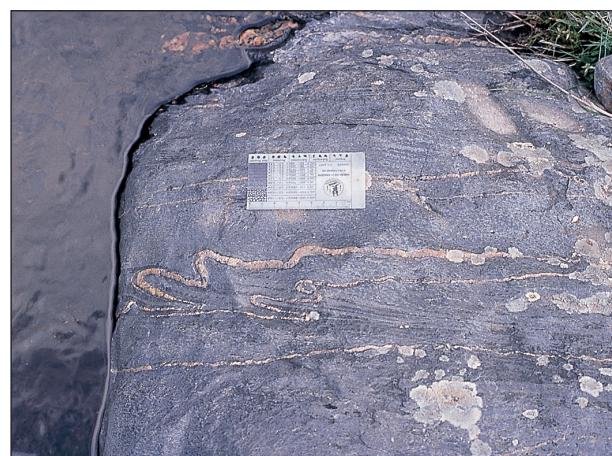


Foto 29. Venas de cuarzo tempranas que muestran pliegues a escala centimétrica, asimétricos y congruentes con el movimiento sinistrolorso de la cizalla que afecta a toda la zona. Alogrupo Domo Extremeño (18 del Mapa) en la rivera de Alpotré.



Foto 30. Bandas ‘S’ (Shear bands) con sentido de movimiento sinistrolorso (fábrica S-C) en cuarcitas miloníticas de la Serie Negra (17 del Mapa). Carretera a Los Riscos.

efectos de cizallamiento dúctil y dúctil-frágil hercínico, con sentido sinistrorso y cuyo efecto fue prolongado en el tiempo.

Estimación de la deformación (“strain”).

Los efectos del cizallamiento dúctil hercínico que afectó a la zona se ponen de manifiesto tanto en los ortoneises alcalinos del borde suroccidental del Mapa (zona blastomilonítica), como en la unidad situada inmediatamente al norte (equivalente al Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina) y en el borde sur de la ZCI, dando lugar a rocas muy deformadas.

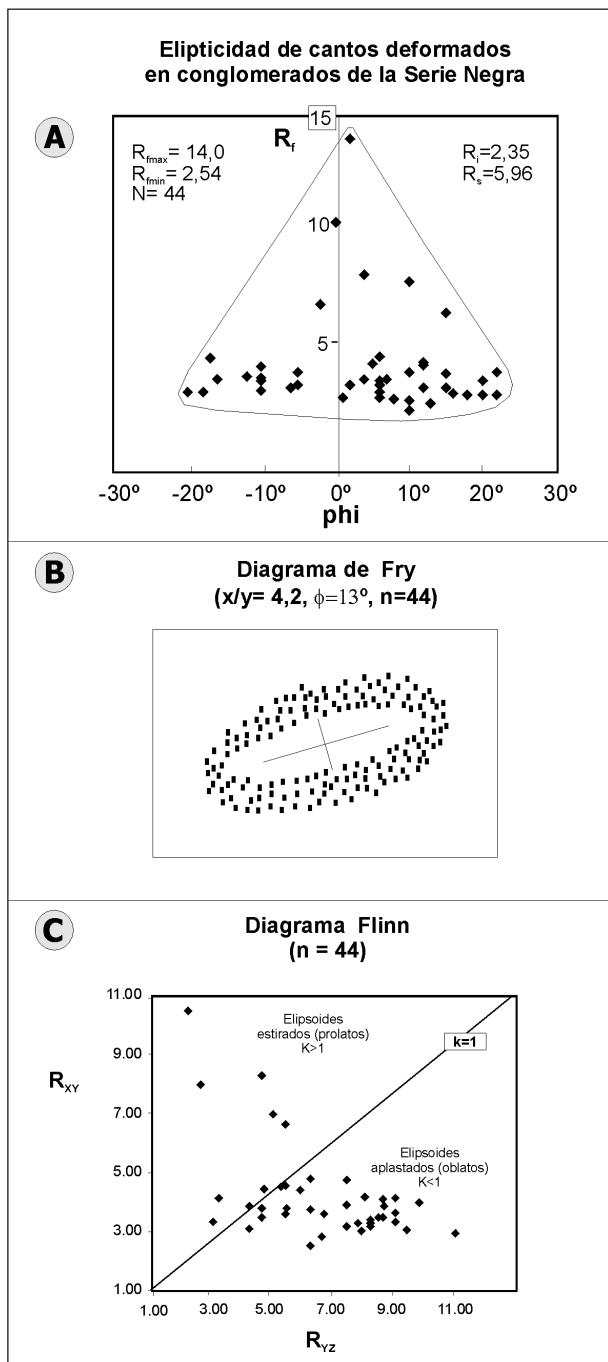


Figura 11. Diagramas de análisis de la deformación: R_f / ϕ , Fry (1979) y Flinn (1962) en un afloramiento de conglomerados con cantes deformados de la Serie Negra. Carretera Alburquerque-Villar del Rey (Nº de medidas, $n = 44$).

En una primera aproximación, el análisis de esta deformación dúctil se ha abordado mediante el estudio de la deformación de los cantes, en un afloramiento de conglomerados con cantes deformados de cuarzo y lítitas (véase Foto 2) del tramo basal de la Formación Urra y en otro de calizas y brechas con cantes deformados de carbonatos, que son las rocas encajantes de la mina de antimonio de San Antonio (Devónico Superior-Carbonífero Inferior).

Considerando que los cantes estaban orientados de forma aleatoria, después de sufrir deformación dan lugar a una serie de marcadores elípticos. La relación axial (R_f) de las elipses finales y las orientaciones (ϕ) pueden medirse y analizarse, utilizando el método R_f / ϕ (Ramsay, 1967; Dunnet, 1969), para ello se han digitalizado los ejes mayores y menores de 44 cantes elípticos en el conglomerado y 42 cantes en la brecha calcárea encajante de la mineralización de antimonio de San Antonio.

El análisis de los datos se ha realizado utilizando el programa Instrain (vs. 3.0, Ersler, 1992) y los resultados de este análisis pueden observarse en las Figuras 11 A y 12 A. En ambos afloramientos se han obtenido parámetros del mismo orden de magnitud; tienen una fluctuación pequeña (20°), una elipticidad inicial pequeña ($R_i = 2,35$ y $2,93$) y más alta la de la elipse de deformación ($R_s = 5,96$ y $4,22$). Las relaciones axiales son $R_{f\max} = 14$; $R_{f\min} = 2,54$ en los conglomerados y $R_{f\max} = 12,4$; $R_{f\min} = 1,4$ en la brecha calcárea. Si se utiliza el método Fry (1979) (Figuras 11 B y 12 B) los resultados que se obtienen también son del mismo orden de magnitud; elipticidad $x / y = 4,2$ y orientación $\phi = 13^\circ$ para los conglomerados y elipticidad $x / y = 4,1$ y orientación $\phi = 15^\circ$ para las brechas calcáreas. Estos datos confirman los obtenidos a partir del análisis mediante el método R_f / ϕ .

El elipsoide de deformación en 3-D tiene tres ejes ortogonales. Las extensiones e_1 , e_2 , e_3 , son la deformación longitudinal, y los planos XY, YZ y ZX son los planos principales de la deformación finita. La deformación en los tres planos es:

$$R_{XY} = (I + e_1) / (I + e_2), R_{XZ} = (I + e_1) / (I + e_3)$$

$$y R_{YZ} = (I + e_2) / (I + e_3).$$

Para la determinación del tipo de elipsoide se ha utilizado el método propuesto por Pecher (1978), considerando que el valor R_z del elipsoide es igual a uno, de forma que se puede obtener el valor de R_{XY} directamente dividiendo R_{XZ} entre R_{YZ} . Los resultados obtenidos se han proyectado en un diagrama de Flinn (1962), en el que se representa el valor R_{XY} en ordenadas frente a R_{YZ} en abscisas, y se utiliza para determinar si los elipsoides son de tipo estirado ($K > 1$) o aplastado ($K < 1$), siendo:

$$K = \frac{R_{xy} - 1}{R_{yz} - 1}$$

Como se observa en las Figuras 11 C y 12 C, la mayor parte de los elipsoides son de tipo aplastado ($K < 1$) en los conglomerados deformados y al contrario, los elipsoides son estirados ($K > 1$) en las brechas calcáreas, con una cierta tendencia hacia deformaciones planas.

En zonas relativamente próximas (Puebla de la Reina, Hornachos) la deformación descrita se ha asociado a pliegues tumbados isoclinales y plurikilométricos vergentes al NE, con ejes de dirección NO-SE y con una foliación de plano axial, que contiene una lineación de estiramiento en la que se observan estructuras asimétricas que indican un sentido del movimiento también sinistrolorso.

7.2.3. Unidad Centroibérica (Dominio Lusitano-Alcúdico)

Laguna Mesodevónica

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 (Almela et al., 1962; Puschmann, 1966; Pardo y García Alcalde, 1984; Gutiérrez Marco et al., 1990). Este abombamiento se puede relacionar con la “fase de deformación principal” descrita anteriormente.

Etapa distensiva

Se ha individualizado en el Devónico Superior (Frasniense-Fameniense) de los Sinformes de la Sierra de San Pedro y de la Codosera-Puebla de Obando, una fase de deformación distensiva, en

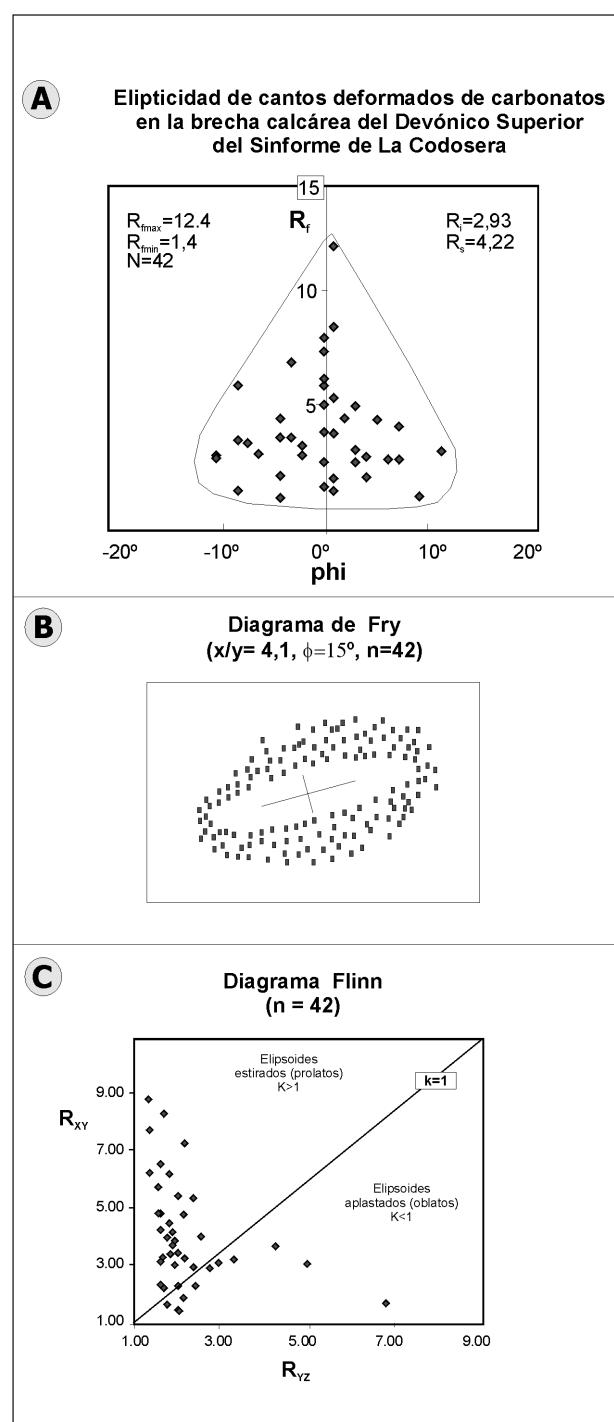


Figura 12. Diagramas de análisis de la deformación: R_f / ϕ , Fry (1979) y Flinn (1962) en un afloramiento de brechas calcáreas con cantos deformados de carbonatos (encajante de la mineralización de antimonio de San Antonio) en el Devónico Superior del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando. (Nº de medidas, $n = 42$).



Foto 31. Falla de extensión de orientación ONO-ESE en el sector central del Sinfo de La Codosera. Es paralela a la falla distensiva que condiciona la sedimentación de la secuencia volcánico-sedimentaria del Devónico Superior (26 del mapa), anterior a la fase compresiva hercínica. Carretera de La Codosera a San Vicente de Alcántara cerca de Rocita.

estructuras, aunque se debe tener siempre presente que las estructuras obedecen a un mismo proceso de deformación global, pueden estar enraizadas en un mismo nivel de despegue, y su situación ser variable a escala local, dependiendo del transporte según los diferentes niveles estructurales de la corteza terrestre.

76

1^a Fase de deformación

Esta fase es la más generalizada en la Unidad Centroibérica y afecta a todos los materiales pre-carbonífero-superiores, siendo responsable de las megaestructuras de la zona. Las estructuras paleozoicas de esta fase están condicionadas en su formación por la etapa distensiva previa, por lo que el desarrollo de pliegues y fallas de primera fase es algo complejo.

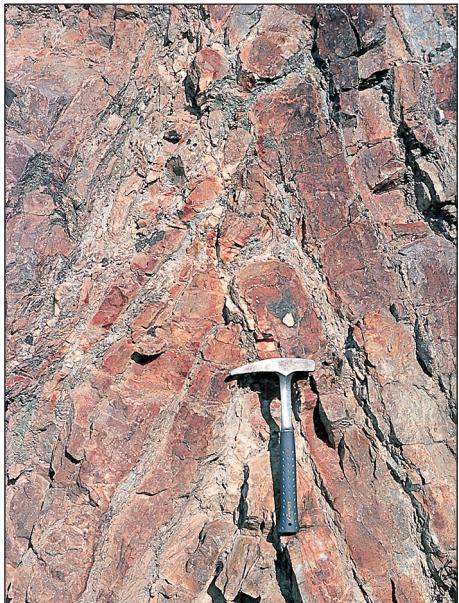


Foto 32. Pliegues de eje horizontal con flancos subverticales, del tipo 1 A y 2 de Ramsay, en las cuarcitas del Ordovícico Inferior en el sector central del Sinfo de La Codosera.

base a argumentos estratigráficos, petrológicos y estructurales con formación de cuencas llenadas con materiales sintectónicos (López Díaz, 1991).

En esta etapa se producen una serie de fallas lísticas, horizontalizadas en profundidad, de trazado ONO-ESE, que presentan características frágiles en los niveles superiores (Foto 31) y más dúctiles en los inferiores. Tienen carácter distensivo y están separadas por otras ortogonales, de transferencia y con movimiento dextrorso (por ejemplo, la Falla de Palomares).

Etapa compresiva

En este trabajo conservamos la estructuración en “fases de deformación” por la costumbre histórica de describir la deformación en “etapas” para explicar la superposición geométrica de las

estructuras, aunque se debe tener siempre presente que las estructuras obedecen a un mismo proceso de deformación global, pueden estar enraizadas en un mismo nivel de despegue, y su situación ser variable a escala local, dependiendo del transporte según los diferentes niveles estructurales de la corteza terrestre.

En el Sinfo de la Sierra de San Pedro la superposición de procesos de tectónica compresiva sobre los de tectónica distensiva producen estructuras de “inversión tectónica” (López Díaz, 1991). Al comienzo del plegamiento las primeras estructuras que se forman son despegues, bien como fracturas del tipo “Inversion roll-over” (Gibbs, 1984) o bien como cizallas con movimientos opuestos en uno y otro flanco del sinfo “Flexural-slip” (Ramsay, 1967) y cabalgamientos. Ambas estructuras se asocian a los tramos pizarrosos silúricos, pero la ausencia de estructuras transversales impide conocer con seguridad si los cabalgamientos son consecuencia de las fallas previas o bien son posteriores. La formación de los pliegues es simultánea a los movimientos finales de despegue y cabalgamiento. En líneas generales son de morfología paralela, tienen dirección NO-SE, ejes suavemente buzantes en ambos sentidos (probable efecto del zócalo) y plano axial verticalizado que lleva asociado una esquistosidad subparalela a dicho plano (abanico), desarrollada en condiciones de bajo grado (esquistos verdes) y solo visible en los términos pelíticos. En el tramo final de la etapa compresiva se desarrollan de nuevo cabalgamientos de alto ángulo, con despla-

zamiento del bloque de techo hacia el norte, bien relacionados con el apretamiento de los pliegues o incluso posteriores ya que en ocasiones los cortan (López Díaz *et al.*, in litt. a y b).

En el Sínforme de la Codosera-Puebla de Obando, durante la etapa compresiva de la primera fase, se pliegan los materiales paleozoicos y las fallas distensivas, aunque varía el estilo de los pliegues con respecto al de la Sierra de San Pedro, evidenciándose en ellos un apretamiento, con flancos más o menos verticalizados (Foto 32) que les confiere una morfología de tipo similar y la esquistosidad es más penetrativa. Son frecuentes los pliegues de propagación asociados a cabalgamientos con vergencia hacia el norte.

En los materiales del Alogrupo Domo Extremeño esta deformación es de compleja observación, dado el nulo resalte topográfico que tienen, y los cortes solamente son posibles a lo largo de algunos arroyos. Es común observar la presencia de mesopliegues cerrados con esquistosidad de plano axial asociada (Sp). Los pliegues suelen estar verticalizados y ocasionalmente tumbados con vergencia al norte (por ejemplo, al este del Sínforme de la Sierra de San Pedro). En el primer caso pueden ser consecuencia de cualquiera de las deformaciones previas y en el segundo son muy obli- cuos a los anteriormente descritos en los materiales paleozoicos y se les asocia a zonas de cizalla.

El plegamiento de esta fase de deformación es de edad Westfaliense (Martínez Poyatos *et al.*, 2001).

2^a Fase de deformación

No se dispone de datos de la segunda fase de deformación (asociada normalmente a determinadas zonas de cizalla en el zócalo) en esta zona, aunque tiene cierta incidencia en zonas relativamente próximas (Hoja 731, Zorita, véase el Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura, 1998) donde se manifiesta como una serie de bandas de cizalla de dirección N40°E-N60°E, de orden hectométrico y límites imprecisos que en su conjunto pueden tener una anchura entre los 7-10 Km y que llevan asociados micro y mesopliegues, así como una esquistosidad S2 siempre con criterios cinemáticos de movimiento sinistrorso (Matas *et al.*, in litt.).

3^a Fase de deformación

La tercera fase de deformación tiene escaso desarrollo en la zona de estudio, pero se describe aquí de forma somera, porque ha sido reconocida en áreas próximas (véase el Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura, 1998). La característica común que presenta es que responde a un sentido de acortamiento (compresión máxima) de orientación E-O. Puede dar lugar a bandas de cizallamiento, por lo general de carácter frágil y de anchura variable, con orientación predominante NO-SE y movimiento sinistrorso y otras NE-SO, de menor incidencia, con movimiento dextrorso y conjugadas de las anteriores. Estas cizallas pueden llevar asociados micro y mesopliegues de orden centimétrico así como una S3 de crenulación de orientación norteada.

4^a Fase de deformación. Deformaciones tardihercínicas: Geometría en “dominó”

Se caracteriza por la existencia de un conjunto de corredores de fallas frágiles que tienen orientaciones predominantes NNO-SSE a NO-SE, con movimiento dextrorso y sus conjugadas NNE-SSO a NE-SO (Foto 33) con movimiento sinistrorso. La geometría en “dominó” de estas



Foto 33. Fallas de extensión conjugadas de orientación N40-50° E, buzando 35°-40° O y N20° E buzando 85° E, a favor de las cuales hay un grupo de venas con mineralización de oro. Indicio Matasiete (nº 73), sector sur del Sínforme de La Codosera.

fallas tardihercínicas es la respuesta a una deformación por cizalla en un régimen transpresivo prolongado en el tiempo que afectó a la zona (Sanderson *et al.*, 1991; Gumié y Campos 2001 a y b).

Los estadios finales de la evolución tectonometamórfica de la zona de contacto entre las zonas Centroibérica y Ossa Morena dio lugar al desarrollo de pliegues rectos y a una importante tectónica frágil, primero de carácter extensional, actuando las fallas como fallas normales y posteriormente como fallas de desgarre, en un régimen de deformación transpresivo.

El desarrollo de fallas tardihercínicas de orientación N-S, NO-SE y NE-SO que afectan a todas las estructuras, incluyendo al Batolito de Alburquerque, es de gran importancia principalmente en el flanco sur del Sinfo de La Codosera-Puebla de Obando. Estas fallas son de carácter extensional y muestran reactivaciones oblicuas debidas a movimientos de desgarre. Las fallas de orientación N-S rotan a NO-SE aumentando el desplazamiento dextrorso, dando lugar a una geometría en “dominó” (bookshelf) que puede atribuirse a un movimiento de cizalla prolongado en el tiempo, de orientación aproximada E-O y de sentido sinistrolorso (Figura 10). Además estas estructuras tienen gran importancia desde el punto de vista metalogénico porque van a ser utilizadas para el emplazamiento de los fluidos hidrotermales que van a dar lugar a los diferentes grupos filonianos mineralizados que se encuentran la zona (véase capítulo 9).

Las fallas de orientación NO-SE, antitéticas de la cizalla principal de orientación E-O y sentido sinistrolorso, tienen movimientos de desgarre con sentido dextrorso y desplazan a las rocas paleozóicas del sur del Sinfo de La Codosera-Puebla de Obando. Estas fallas han sido puestas de manifiesto a partir del Mapa de Anomalías de Bouguer, resultante de la gravimetría realizada en toda la zona (Campos y Gumié 1990; Gumié y Campos 2001a, véase el capítulo 8) y corroboran la geometría en “dominó” (Figura 13 A), cuyas implicaciones para la búsqueda de estructuras mineralizadas en el área puede tener gran interés (véase capítulo 7.4). Otro conjunto de fallas de extensión, de orientación NE-SO y ENE-OSO, muestra también reactivaciones oblicuas debidas a movimientos de desgarre de sentido sinistrolorso, que se reconocen por la existencia de varias generaciones de estrías subhorizontales (Foto 34). Son sintéticas de la cizalla principal (E-O) y adquieren también importancia en la zona, tanto por su interés estructural, como por las mineralizaciones de oro que estas fallas llevan asociadas (véase capítulo 9).



Foto 34. Fallas de orientación NNE-SSO ($N20^\circ E$ buzando $75^\circ O$) con venas de cuarzo mineralizadas en oro del indicio La Portilla Larga (nº 72). Se reconocen varias generaciones de estrías (reactivaciones) en el plano de falla. Sector sur del Sinfo de La Codosera.

prolongado en el tiempo. En este esquema, las fallas tardihercínicas de orientación NO-SE que presentan esa geometría en bloques, serían fallas antitéticas del desgarre de orientación E-O y sentido sinistrolorso. Este modelo, en el que se contempla un incremento de la componente de desgarre (cizalla E-O), acompañado de acortamiento hacia la ZCBC, ha sido atribuido a un régimen de transpresión prolongada (Sanderson *et al.*, 1991, Gumié y Campos, 2001 a y b).

Durante la Orogenia Hercínica en el flanco sur del Sinfo de La Codosera, los movimientos fueron principalmente transferidos a través de la ZCBC. La deformación fue no coaxial en estilo y con estructuras dominantes en dirección (desgarres), en contraste con las estructuras de plegamiento y cabalgamientos vergentes hacia el N al norte de la zona (Sinfo de la Sierra de San Pedro). El conjunto de la deformación tuvo lugar en un régimen transpresivo y levantamientos asociados con la transpresión dieron lugar a estructuras en “flor” (Ribeiro *et al.*, 1990) cuyas raíces estarían en la ZCBC.

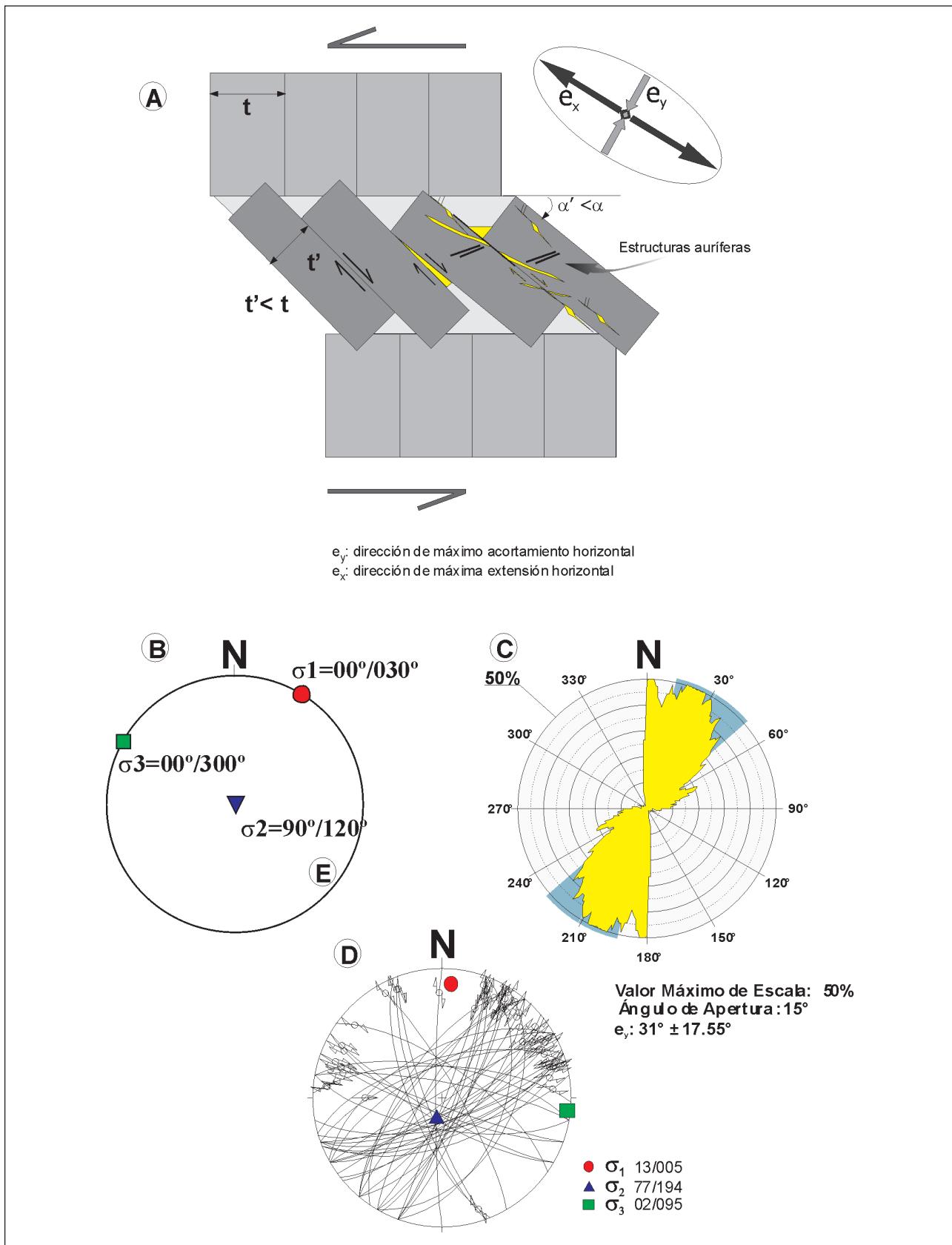


Figura 13. A) Modelo de geometría en “dominó” de distribución de las fallas tardihercínicas en el Síntesis de La Codosera-Puebla de Obando y situación de las estructuras con mineralizaciones de oro. B) Orientación media del tensor de esfuerzos ($\sigma_1 = 00^\circ/030^\circ$, $\sigma_2 = 90^\circ/120^\circ$ y $\sigma_3 = 00^\circ/300^\circ$) calculado a partir de las orientaciones de las venas mineralizadas (Nº de medidas, $n = 172$ venas). C) Dirección media de máximo acortamiento horizontal ($e_y = 31^\circ \pm 17.55^\circ$) obtenida a partir de la aplicación del Modelo de Deslizamiento (Reches 1983, De Vicente 1988) a las fallas con estriás que se han encontrado en la zona (Nº de medidas, $n = 53$ fallas). D) Planos de fallas, estriás y tensores de esfuerzo ($\sigma_1 = 13^\circ/005^\circ$, $\sigma_2 = 77^\circ/194^\circ$ y $\sigma_3 = 02^\circ/095^\circ$), diagrama de Angelier. Explicación en el texto. (Modificado de Gumié y Campos, 2001b).

Las relaciones geométricas de las estructuras en la zona de La Codosera muestran ese incremento progresivo de los efectos de cizallamiento hacia la ZCBC. Esquemáticamente, el modelo contempla la posibilidad de que el batolito de Alburquerque intruyera a favor de una zona de falla relacionada con una zona extensional curva –“releasing bend”– (curva en zona de falla 1, Figura 14) que representase la rama norte de la ZCBC, sellándola y de esta forma, el movimiento fuese transferido hacia el sur, (hacia la ZCBC, falla 2, Figura 14). La extensión liberada daría lugar a las fallas antitéticas con geometría en “dominó”, que con movimiento dextrorso afectan a todo el sector sur del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando.

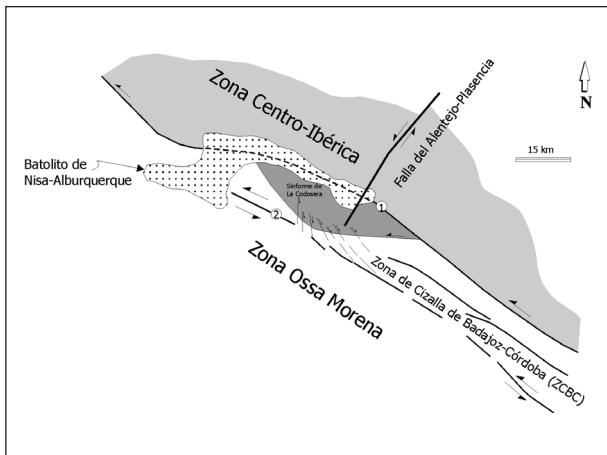


Figura 14. Modelo esquemático que explica la generación de fallas tardihercínicas con geometría en “dominó” del área de La Codosera en el contexto de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba. (modificado de Sanderson et al., 1991). Explicación en el texto.

7.3. Deformación Alpina S. L.

La evolución temporal de las orientaciones de los esfuerzos y los tipos de elipsoides de deformación desarrollados durante el Ciclo Alpino, han sido estudiados por numerosos autores en otras áreas de la Península Ibérica (De Vicente 1988; Capote et al., 1990; Calvo et al., 1991). Estos autores proponen una evolución de las deformaciones en varias etapas, de entre las cuales en la zona de estudio tienen incidencia la “Etapa Ibérica” y la “Etapa Guadarrama”. La primera se sitúa entre el Eoceno y el Mioceno Inferior y está caracterizada por una compresión NE-SO ($N50^{\circ}$ - 60° E), en relación con esfuerzos transferidos desde el Pirineo (Giner 1996). La segunda en el Aragoniense Medio-Superior, produce movimientos en dirección, con un eje de compresión horizontal y de orientación $N150^{\circ}$ - 160° E. Origina cabalgamientos de dirección $N70^{\circ}$ - 80° E (paralelos al borde sur del Sistema Central) y desgarres en dirección $N130^{\circ}$ - 140° E y $N10^{\circ}$ - 20° E, producidos por reactivación de discontinuidades previas.

En la zona de estudio, la deformación alpina s.l. corresponde a un régimen de deformación frágil y en su resultado hay que destacar dos orientaciones de fracturas: las del conjunto NE-SO, cuya representante más significativa es la falla de Plasencia, y el segundo grupo que corresponde a las fallas de extensión que limitan las cuencas neógeno-cuaternarias de la región.

La falla de Plasencia es un accidente estructurado ya en épocas tardihercínicas (Arthaud y Matte, 1975) y el conjunto de fracturas perteneciente a este sistema, de orientación principal NE-SO, tiene gran importancia estructural y metalogénica en el área de estudio. Esta falla fue activa durante la fase de compresión alpina, en dos etapas principales (De Vicente et al., 1992; Capote et al., 1996); en la “Etapa Ibérica” actuó con movimientos de desgarre y sentido sinistrorso, y en la “Etapa Guadarrama” se producen curvamientos de la falla con la formación de cuencas “pull-apart” (Capote et al., 1990; De Vicente et al., 1992).

Finalmente, estudios recientes en las cuencas cercanas de Cañaveral y Albarragena (Villamor et al., 1996; Capote et al., 1996), indican que a pesar de que la actividad tectónica desarrollada en el Mioceno terminó antes del depósito de la Raña alta (Villafranquiense Inferior), la falla de Plasencia

siguió presentando actividad tectónica y sismotectónica hasta el Holoceno, y según los campos de esfuerzos definidos en Portugal y para el centro de la Península, no se descarta que la falla tenga todavía ciertos movimientos de desgarre.

7.4. Implicaciones del Modelo “dominó” de las fracturas tardihercínicas en la exploración de yacimientos minerales de la zona

El modelo geométrico en “dominó” que presentan las fallas tardihercínicas en el flanco sur del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando tiene importantes implicaciones metalogénicas (Figura 13A). Estas fallas cuando tienen direcciones N-S muestran poco desplazamiento lateral de las capas. Por el contrario, el desplazamiento dextrorso aumenta considerablemente (hasta unos 1000 metros de desplazamiento horizontal) a medida que las fallas rotan a direcciones NO-SE. Para acomodar la deformación durante la progresiva rotación pueden generarse varios sistemas de fallas antitéticas (e.g. ONO-ESE y NNO-SSE, reconocidas por McGowan, 1991).

La disposición geométrica de fallas según un modelo dominó ha sido estudiada por diversos autores; por ejemplo, en relación con deformación de tipo extensional (Wernicke y Burchfiel, 1982) o de tipo desgarre (McKenzie y Jackson, 1986; Ron *et al.*, 1984; Garfunkel y Ron, 1986). Estos modelos contemplan la formación de bloques rígidos fallados y a medida que los bloques rotan, la relación desplazamiento/espesor aumenta produciéndose un estiramiento (“décollement”) a lo largo del límite de la zona de falla o cizalla frágil.

En el caso de La Codosera (Figura 13A), los bloques rotados se extienden paralelamente a las fallas antitéticas y se adelgazan perpendicularmente a ellas ($t' < t$, siendo t' el espesor del bloque rotado y t el del bloque no rotado –Figura 13A–). De esta forma, es posible mantener condiciones de cizalla simple en los bordes de la zona y continuidad con los bloques no rotados. Los bloques rotados pueden engrosar en la vertical para así acomodar la reducción de anchura, lo cual es característico de un régimen transpresivo (Sanderson *et al.*, 1991; Gumié y Campos, 2001 b).

Los mecanismos de acomodación de extensión, que se producen en los bloques rotados entre las fallas antitéticas, tienen gran interés en el control estructural de las mineralizaciones auríferas del área de La Codosera (véase capítulo 9). Las zonas en las que puede localizarse una determinada concentración mineral están relacionadas con las proximidades a las fallas que sufren mayor rotación y que consiguientemente presentan mayores desplazamientos (Figura 13A). En estas zonas se produce una transferencia de extensión, dando lugar a cataclasis y a un importante desarrollo de venas de cuarzo de orientación preferente NO-SE, aunque también hay venas de orientaciones NNE y NE-SO (Figura 13A). Igualmente se favorece un mayor flujo hidráulico y si las condiciones físico-químicas son idóneas, se puede producir una determinada concentración mineral. Por consiguiente, desde un punto de vista metalogénico, este modelo puede explicar la variación en la localización y concentración de las mineralizaciones auríferas del área de estudio.

En un modelo de bloques rígidos de este tipo, se generan espacios libres o zonas de dilatación entre bloques, que pueden ser zonas favorables para la localización de mineralizaciones. También van a ser zonas potencialmente favorables los “pull-aparts” que se pueden generar en determinadas estructuras (fallas antitéticas NO-SE y sintéticas NE-SO, Figura 13A).

La orientación de los ejes de esfuerzo y la dirección del máximo acortamiento horizontal NE-SO (Figuras 13B y 13C), obtenidas a partir de las orientaciones de las venas mineralizadas del flanco sur del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando (Gumié y Campos 2001 b), son del mismo orden de magnitud que las obtenidas para otros grupos filonianos mineralizados en otras áreas próximas de Extremadura, y son congruentes con el modelo de transpresión prolongada que afectó a la zona de La Codosera, con una orientación de acortamiento NE-SO que produciría una cizalla de orientación E-O con extensión en la vertical.

La orientación del tensor medio de esfuerzos calculado ($\sigma_1 = 00^\circ/030^\circ$, $\sigma_2 = 90^\circ/120^\circ$ y $\sigma_3 = 00^\circ/300^\circ$ –Figura 13B y D–) explica la mayor parte de las venas medidas (150 de 172) y es congruente con la dirección media de máximo acortamiento horizontal ($e_y = 31^\circ \pm 17,55^\circ$ –Figura 13D–).

ra 13C-) obtenida a partir de la aplicación del Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988) a las fallas con estrías que se han encontrado en la zona. Esto justifica que predominen las estructuras mineralizadas de orientación NO-SE, que además coincide con la dirección de máxima extensión horizontal (e_x –Figura 13A–). La reactivación tardihercínica de las estructuras de extensión (fallas) que se originaron en una etapa de deformación previa es fundamental para la circulación de fluidos mineralizadores, lo que se produciría en un régimen transpresivo que afectó a toda la zona.

Por último, hay que señalar la importancia que tiene la conectividad de estas estructuras con la ZCBC, de cara a favorecer el flujo de fluidos que puedan derivar de la zona de cizalla, y si las condiciones físico-químicas son idóneas, es precisamente en estas estructuras secundarias de la cizalla principal donde se pueden producir concentraciones minerales de potencial interés.

MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA DEL BATOLITO DE ALBURQUERQUE

Durante el año 1989 el Servicio de Geofísica del IGME llevó a cabo una campaña gravimétrica en las áreas de Albalá-Montánchez y Alburquerque, ampliándose después en 1990 a la zona de La Codosera, estas campañas gravimétricas sirvieron como apoyo a las investigaciones mineras en curso en aquel momento y se encuadraron dentro del Proyecto “Development of new multidisciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the western Iberian Peninsula” que fue financiado por la DGXII de la CEE.

El objetivo de este proyecto fue proporcionar nuevas guías de exploración de determinadas sustancias, así como el desarrollo de nuevos conceptos relacionados con estilos de mineralización desconocidos y la gravimetría, como otra de las técnicas empleadas, se enfocó a mejorar el conocimiento estructural de las áreas investigadas y la influencia de la estructura en las mineralizaciones del sector. Los objetivos concretos de la gravimetría se centraron en la determinación de accidentes estructurales, en el control de la forma y extensión en profundidad de los cuerpos intrusivos, tanto los conocidos aflorantes como aquellos desconocidos subaflorantes, y la relación de éstos con las rocas encajantes y las mineralizaciones existentes.

En esta memoria se presenta parte de este estudio, de forma resumida (véase IGME, 1990; Campos y Gumié, 1990) incidiendo ahora principalmente en la geometría del Plutón de Alburquerque y resaltando la utilidad del método gravimétrico como herramienta en la exploración futura de yacimientos minerales y en la selección de zonas con alto potencial minero. Esto ha sido puesto de manifiesto en áreas cercanas, en concreto en la Antiforma de Cáceres (véase el Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura) en donde se ha utilizado la gravimetría en la exploración de yacimientos minerales relacionados con granitos (Campos, 1998).

8.1. Levantamiento Gravimétrico

Para la zona del Batolito de Alburquerque se realizó un levantamiento gravimétrico de 1046 estaciones con una densidad de estaciones de 1 estación por km^2 aproximadamente, procurándose una distribución de puntos lo más regular posible (Figura 15).

Al ser el área de grandes dimensiones se establecieron cuatro bases gravimétricas en las localidades de Aliseda, Puebla de Obando, Valencia de Alcántara y Alburquerque, que fueron unidas a las bases de Cáceres y Badajoz de la Red Fundamental Española (RGFE-73), para trabajar

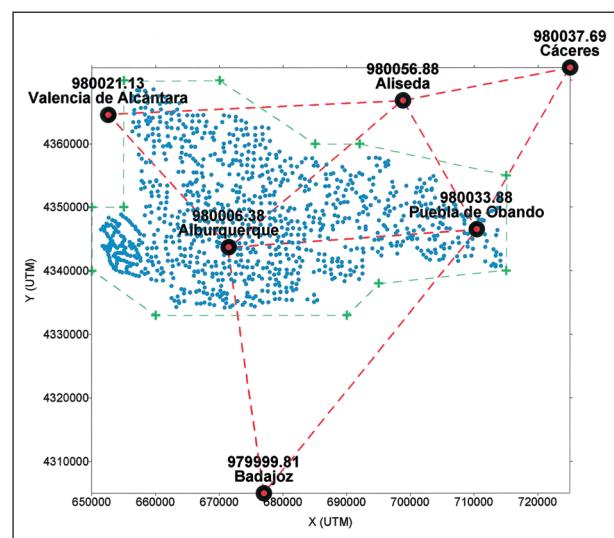


Figura 15. Situación de las bases y estaciones gravimétricas de la campaña de gravimetría estructural realizada en el Batolito de Alburquerque.

con valores absolutos de la gravedad (Figura 15). Los valores de estas bases gravimétricas así como las de la Red Nacional (Cáceres y Badajoz), junto con su localización figuran en la tabla 6.

TABLA 6

Relación de Bases Gravimétricas en el área de estudio y valor absoluto de la gravedad en el punto

BASE	X (UTM M)	Y (UTM M)	GRAVEDAD MGAL
Cáceres	725000	4372000	980037.7
Aliseda	698850	4366850	980056.9
Puebla de Obando	710400	4346550	980033.9
Valencia de Alcántara	652600	4364600	980021.1
Alburquerque	671450	4343750	980006.4
Badajoz	677000	4305000	979999.8

Para la obtención de la anomalía de Bouguer se incluyeron las correcciones, cálculos y controles necesarios en las medidas y marcados en la Norma UNE (1985), y la gravedad teórica se calculó con referencia al World Geodetic System (1967), utilizando una densidad de reducción de 2,67 g/cm³, obtenida a partir del tratamiento de los datos de la campaña gravimétrica, con el método de cálculo descrito por Plata (1983).

La anomalía de Bouguer se calculó según la expresión:

$$A = G - (gN - Z(F - BD) - T)$$

Donde :

84

- A: Anomalía de Bouguer.
- G: Gravedad observada corregida del efecto lunisolar y de deriva instrumental.
- gN: Gravedad normal.
- Z: Altitud.
- F: Coeficiente de Fayé.
- B: Coeficiente de Bouguer.
- D: Densidad de reducción.
- T: Corrección topográfica total.

Puesto que el contraste de densidad es el factor fundamental que controla las anomalías de la gravedad, se realizó al mismo tiempo que el levantamiento gravimétrico un estudio exhaustivo de la densidad de cada una de las formaciones geológicas que afloraban en el área, con objeto de dar soporte a la interpretación del mapa de anomalías de Bouguer y a la modelización de los perfiles gravimétricos.

La medición de la densidad se realizó en laboratorio con un picnómetro de aire, después de un muestreo sistemático de las diferentes formaciones que conforman el área y en un número estadísticamente representativo para cada una de ellas, dado el carácter puntual de la información.

En el Alogrupo Domo Extremeño (antiguo CEG) que está representado por dos litologías dominantes, pizarras y grauvacas y una minoritaria correspondiente a corneanas, se midieron las densidades de 14 muestras. Estimando la contribución media de cada una de las litologías, se obtuvo una densidad media de $2,72 \pm 0,03$ g/cm³.

Las 114 muestras correspondientes a diferentes litologías de los materiales Paleozoicos del Sinclinal de Cáceres, del Sinforme de la Sierra de San Pedro y del de La Codosera-Puebla de Obando, arrojaron una densidad media de $2,75 \pm 0,05$ g/cm³, excluyendo las rocas básicas interestratificadas en el Devónico Superior, que calculada para 9 muestras, fue de $2,82 \pm 0,01$ g/cm³. Teniendo en cuenta la contribución de estas rocas de mayor densidad se le asignó a la serie paleozoica una densidad de conjunto de 2,77 g/cm³.

Para la medición de las densidades de las rocas graníticas, se realizó también un muestreo sistemático de las diferentes facies y se determinó una densidad media de $2,62 \pm 0,03 \text{ g/cm}^3$, para un total de 76 muestras tomadas en superficie, en afloramientos representativos y canteras de explotación de estos materiales.

8.2. Mapa de Anomalías de Bouguer

El mapa de anomalías de Bouguer (Figura 16) muestra en primer lugar una buena correlación con la cartografía geológica de la zona (véase Mapa); se diferencian una serie de máximos y mínimos gravimétricos que están relacionados, por una parte, con los materiales metamórficos precámbricos y paleozoicos que afloran en el área, y por otra, con los materiales graníticos de menor densidad, que generan una deficiencia de masa y por tanto una anomalía negativa.

Las anomalías positivas (–I– Figura 16) se correlacionan con los materiales del Alogrupo Domo Extremeño y con los materiales paleozoicos de la Sierra de San Pedro al norte del Batolito de Alburquerque y (2) con los materiales paleozoicos del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando. Los máximos relativos de mayor intensidad se corresponden probablemente con el aumento de densidad debido a la presencia de rocas básicas interestratificadas en la serie del Devónico Superior.

El centro del mapa de anomalías de Bouguer está caracterizado por la presencia de una fuerte anomalía negativa (–“A”– Figura 16) generada por la deficiencia de masa que inducen los materiales graníticos del Batolito de Alburquerque con una intensidad de -18 mGal . La anomalía “B”, situada en el borde oeste del mapa, está caracterizada por valores negativos de -10 mGal y representa la prolongación del Batolito hacia el oeste. La unión de estas dos anomalías “A” y “B”, se realiza a través de una zona anómala “C”, en la que la inflexión de las curvas isoanómala muestran una clara tendencia $N20-30^\circ \text{ E}$, que coincide con la dirección de la Falla de Plasencia, la cual está marcada claramente en el mapa de anomalías de Bouguer por la forma lobulada de los contornos de las isoanómala en la región señalada como “D”, y con la orientación de los filones existentes en el estrechamiento del Batolito de Alburquerque.

Por otra parte, en la zona anómala “C” (Figura 16), la unión de los gradientes máximos que delimitan las anomalías “A” y “B”, definen otra importante dirección estructural en el área $N170^\circ \text{ E}$ que hacia el SE, sufre una progresiva rotación hasta direcciones próximas a E-O, rotación que está marcada también en la zona sur del mapa de anomalías de Bouguer por un giro en los ejes máximos de las anomalías menores, y que corrobora el patrón geométrico en dominó que presentan las fallas tardihercínicas.

Por último y de gran interés desde un punto de vista geológico y metalogénico, es la zona anómala “E”, situada al oeste de La Codosera. Se trata de una anomalía negativa bien definida de -7.5 mGal de intensidad y una longitud máxima de 5 km y aproximadamente simétrica ya que está delimitada por gradientes muy parecidos en todas las direcciones.

Teniendo en cuenta que esta anomalía está situada en el Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando en donde afloran materiales paleozoicos, y éstos se caracterizan por presentar anomalías positivas, dada su mayor densidad con respecto al Alogrupo Domo Extremeño y teniendo en cuenta también la coincidencia espacial de esta anomalía con anomalías aeroradiométricas de potasio, así como la presencia de campos clasificados como de metamorfismo de contacto en la imagen Landsat TM (véase capítulo 6), es posible interpretar esta anomalía mediante la existencia de una masa de menor densidad (granito) en profundidad, que justifique estas observaciones. Esta interpretación ha sido introducida en la modelización gravimétrica que se expone a continuación.

8.3. Modelización Gravimétrica

La contribución de los distintos materiales al campo gravitatorio fue analizada mediante la modelización de varios perfiles gravimétricos en 2.5 D, utilizando el programa GM-SYS - VI.6 (Won y Bevis, 1987; Rasmussen y Pedersen, 1979) para obtener una solución, no única, a partir de un pro-

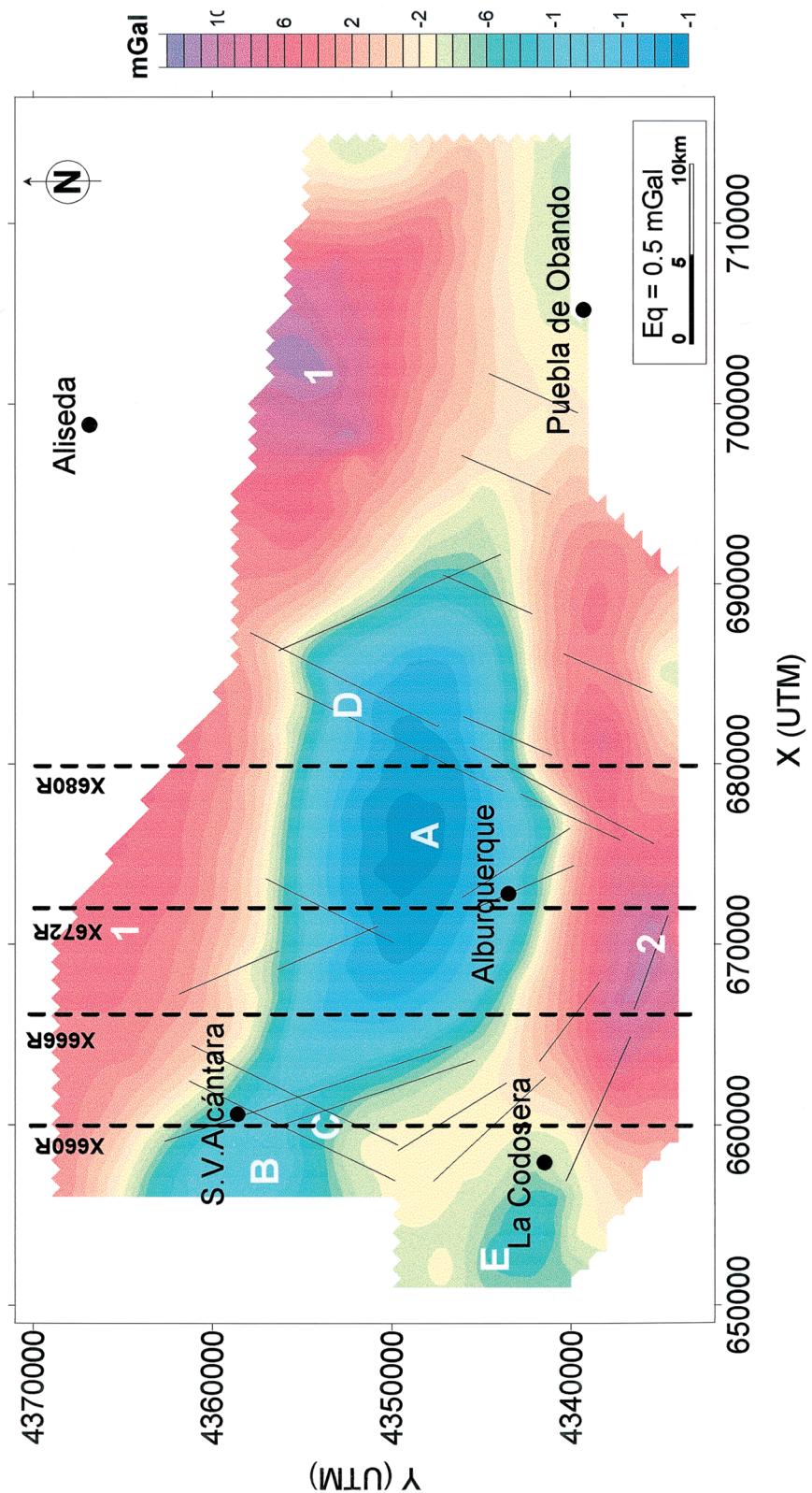


Figura 16. Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer (Intervalo de contornos: $Eq = 0.5 \text{ mGal}$).

ceso iterativo que comprende: (1) la suposición de un modelo inicial basado en la información geológica (Gumié y Campos, 1998), (2) el cálculo de la anomalía teórica del modelo propuesto, (3) la comparación con los valores de la anomalía observada y (4) la modificación del modelo inicial hasta encontrar el mejor ajuste matemático y geológico.

En esta memoria se presentan cuatro de los perfiles realizados en dirección S-N, que de oeste a este son, X660R, X666R, X672R y X680R (Figura 16). La tendencia regional elegida para estos perfiles está basada en la observación del mapa de anomalías de Bouguer a escala 1/1.000.000 de la Península Ibérica y sirvió para eliminar exclusivamente los efectos debidos a las anomalías profundas.

En todos los perfiles modelizados (Figura 16) se observa una anomalía negativa comprendida entre -15 y -18 mGal de intensidad y 10-12 km de anchura que se correlaciona posicionalmente con el Batolito de Alburquerque, esta anomalía se ve en parte contrarrestada por las positivas que a norte y sur de los perfiles generan los materiales paleozoicos de la Sierra de San Pedro y del Sinfo de La Codosera-Puebla de Obando respectivamente.

Para llevar a cabo la modelización gravimétrica y en base al estudio de densidades realizado, se asignó un contraste de densidad de -0,1 gr/cm³ para los materiales graníticos y de +0,05 gr/cm³ para los materiales metamórficos paleozoicos con respecto al Alogrupo Domo Extremeño (CEG).

En la Figura 17 se representan tres de los perfiles modelizados de forma conjunta ya que su interpretación es muy parecida. Estos perfiles presentan una longitud de 30.000 metros con estaciones tomadas cada 800 metros y de su interpretación se deducen las siguientes consideraciones:

- Las rocas graníticas que forman el Batolito de Alburquerque llegan hasta una profundidad máxima de 10-11 km, la anchura media del cuerpo en sección transversal N-S es de unos 12 km.
- Más del 60% de la masa granítica se sitúa por encima de los 5 km de profundidad lo que le confiere una morfología cónica con una reducción de masa en profundidad.

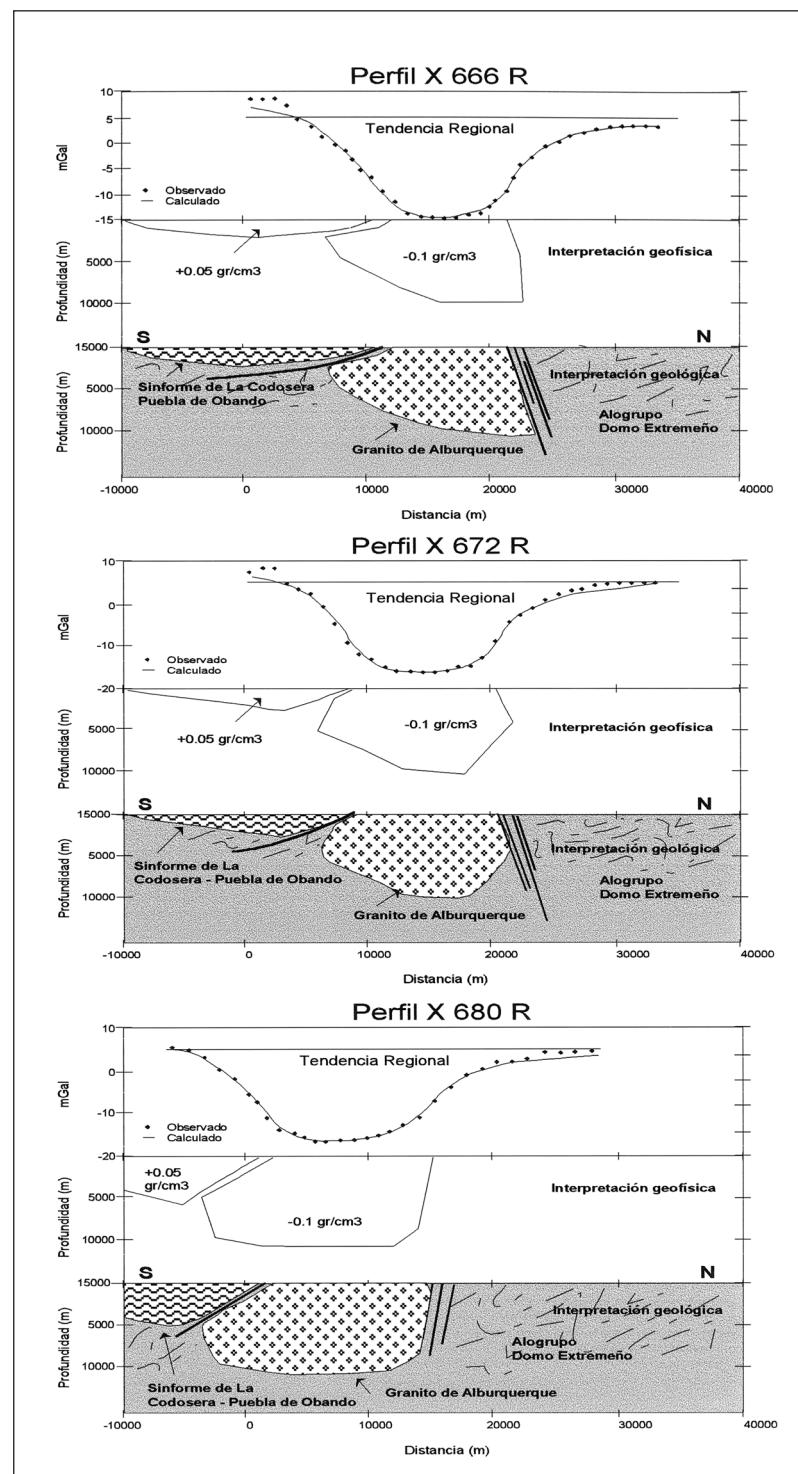


Figura 17. Modelización en 2.5 D de tres perfiles gravimétricos de orientación N-S en la zona de estudio.

- El contacto norte está más verticalizado que el sur, y seguramente corresponde a un contacto mecanizado, favorecido por la existencia de una zona de falla de extensión de orientación ONO-ESE.
- El contacto sur se encuentra más horizontalizado llegando incluso a extenderse por debajo de los materiales paleozoicos del Sínforme de La Codosera-Puebla de Obando, manteniéndose el paralelismo entre ambos polígonos, lo que sugiere un contacto mecánico entre ambas unidades (cabalgamiento o falla).

El perfil X660R (Figura 18) es el situado más al oeste de la zona de estudio y coincide con el estrechamiento cartografiado del Batolito de Alburquerque, presenta dos mínimos gravimétricos, uno de mayor intensidad generado por los materiales de menor densidad del Batolito de Alburquerque y otro de menor intensidad situado al sur del perfil, al que se le superpone el efecto positivo generado por los materiales de mayor densidad del Sínforme de La Codosera-Puebla de Obando.

La modelización de este perfil, considera un único cuerpo granítico, el de Alburquerque, que se prolonga hacia el sur por debajo del Sínforme de La Codosera-Puebla de Obando con una morfología irregular entre una profundidad mínima de 2.000 metros y máxima de 8.000. La interpretación de este perfil gravimétrico resulta de gran interés ya que sin forzar el trazado de su geometría, resulta tentador suponer que pueda tratarse de un cuerpo granítico de geometría irregular, desplazado por un importante accidente estructural (falla de extensión) que hundiría el bloque sur unos 1000 metros, lo que justificaría el que no existieran indicios de ese granito en superficie. Esta falla podría ser también la responsable del estrechamiento del Batolito de Alburquerque y formaría parte del conjunto de fallas antitéticas que conforman la geometría en “dominó” del flanco sur del Sínforme de La Codosera (véase capítulo 7).

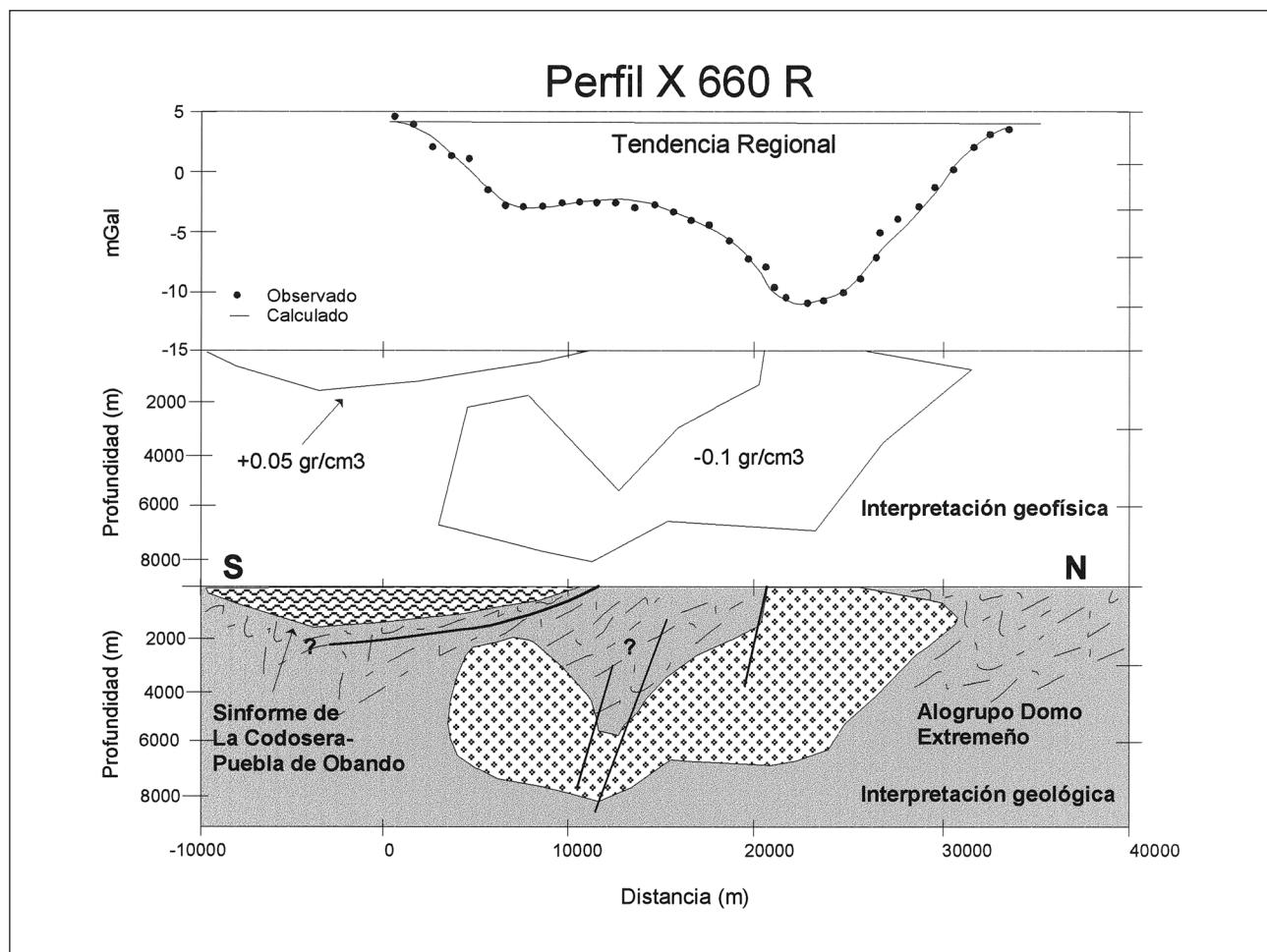


Figura 18. Modelización en 2.5 D del perfil gravimétrico X660R de orientación N-S.

Se puede concluir que la estructuración que muestra el Mapa de Anomalías de Bouguer, con alineaciones de gradientes según N170°E y N20°-30°E, también está de acuerdo con el modelo de fracturación tardihercínica en “dominó” y es compatible con el último evento de transpresión prolongada que afectó a la zona. Además se observan una serie de anomalías de carácter regional y local, en concreto un mínimo gravimétrico que está situado al oeste de La Codosera, coincidiendo con la situación de los principales indicios de oro de la zona (véase capítulo 9).

YACIMIENTOS E INDICIOS MINERALES

La Comunidad Autónoma de Extremadura puede considerarse una Provincia Metalogénica y Minera de gran importancia. Uno de los primeros trabajos sobre el potencial minero de la Provincia de Cáceres, es el de Egozcue y Mallada en el año 1876. En la primera mitad del Siglo XX son más numerosas las publicaciones sobre la minería de Extremadura, entre las que cabe destacar las de Hernández Pacheco en el año 1902 sobre los filones estanníferos de Cáceres, y las de este mismo autor en el año 1908, sobre “El yacimiento de mineral radiactivo en el granito de Albalá”. En el año 1946, Roso de Luna y Hernández Pacheco mencionan en la Memoria explicativa de la hoja nº 753 (Miajadas) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, la existencia de numerosos filones de cuarzo con casiterita y arsenopirita en la zona de La Parrilla (véase Memoria y Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura a escala 1:100.000, 1998).

Hacia los años 50 y 60 destacan los trabajos de Ramírez y Ramírez (1952, 1953) sobre la “Minería de estaño y wolframio de Extremadura”; en el año 1962 el trabajo de Sos Baynat sobre “la mineralogía de Extremadura”, y los de Arribas sobre “mineralogía y metalogenia de algunos de los yacimientos de uranio más importantes de la región”. Durante las últimas dos décadas del Siglo XX se han realizado numerosas publicaciones sobre yacimientos minerales, paragénesis o especies mineralógicas de Extremadura, destacando entre otras, las de Arribas en 1975 y 1979; Arribas y Gumié, 1984; Arribas *et al.*, 1987. Las de Gumié en los años 1981, 1983, 1984; Gumié y Arribas (1987, 1990); Aizpurúa *et al.*, 1982; Palero *et al.*, 1985; Gumié *et al.*, 1992, 1995, y recientemente las de Gumié y Campos (2001 a y b).

La zona de estudio (Sector Centro-Occidental de Extremadura) es muy rica y variada en yacimientos minerales metálicos, en particular destaca la Mina San Antonio, Alburquerque (Badajoz), cuya importancia económica es evidente ya que fue el yacimiento de antimonio más rico de Europa y desde el punto de vista metalogénico destaca el interés de su paragénesis (Sb-W) y su especial situación geotectónica próxima al límite entre la Zona Centroibérica y Ossa Morena del Macizo Hespérico, cerca de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (ZCBC), o dentro de ella si se aplica el significado de Quesada y Dallmeyer (1994). Igualmente destaca el distrito aurífero de La Codosera, explotado ya desde los romanos. Por una parte la variada tipología de mineralizaciones de oro, el control estructural de los yacimientos, en estructuras relacionadas con la ZCBC, y su posible potencial económico, hacen de este área de Extremadura una zona estratégica de especial interés metalogénico y minero.

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), la cuál 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 llevadas a cabo por los autores durante la realización del Mapa que aquí se presenta y del proyecto FEDER-CICYT titulado “Desarrollo de infraestructuras para la exploración minera en Extremadura: Cartografía y análisis metalogenético y tipológico” (IFD1997-1894), realizado por el IGME para la Junta de Extremadura (Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas).

TABLA 7
Clasificación tipológica de los yacimientos e indicios de minerales metálicos, industriales y radiactivos que se encuentran en la zona

SUSTANCIA/ TIPO DE MINERALIZACIÓN	Nº INDICIO
MINERALES METÁLICOS E INDUSTRIALES	
1.- MINERALIZACIONES DE ESTAÑO Y WOLFRAMIO	
1.1. Filones de cuarzo con wolframita-casiterita	21,22,23,83,84
1.2. Filones de cuarzo con wolframita	14,15,16,17,18,19,20,26, 27,28,43,44,45,46,77
1.3. Filones de cuarzo con casiterita	31,86
1.4. Mineralizaciones filonianas de Sn (Nb-Ta) asociadas a pegmatitas.	83,84,86
1.5. Placeres con casiterita	31,86
2. MINERALIZACIONES DE LITIO	
2.1. Pegmatitas litiníferas con cleavelandita-cuarzo	83,84,85
3. MINERALIZACIONES DE FOSFATOS	
3.1. Filones de cuarzo-apatito (dahllita) intragraníticos	13,24,25,29,82,85 92,93,94,95
3.2. Mineralizaciones “estratoides” en calizas del Carbonífero Inferior.	37
4. MINERALIZACIONES DE PLOMO-ZINC-(PLATA) -COBRE	
4.1. Mineralizaciones de Pb-Zn-(Ag)-Cu en filones de relleno de fracturas tardías	5,6,7,8,9,10,11,12,30,40, 41,42,47,48,49,98
5. MINERALIZACIONES DE ANTIMONIO	
5.1. Filones de cuarzo-estibina	3,32,33,34
5.2. Filones de cuarzo-estibina-oro	1,2,81
5.3. Mineralizaciones “estratoides” de estibina-scheelita en brechas calcáreas deformadas	80,87,88
6. MINERALIZACIONES DE ORO	
6.1. Mineralizaciones filonianas de cuarzo-arsenopirita-pirita-oro (removilizaciones) en fracturas tardías	51,52,53,54,58,59,60,61,63,64, 65,66,69,70,71,72,73,74,75,79
6.2. Mineralizaciones asociadas a cabalgamientos con reactivaciones tardías	55,56,67,68,76
6.3. Indicios de oro asociados a “cizallas”: venas irregulares y mineralizaciones en zonas de charnela de pliegues (en “silla de montar”)	57,61,63,73,96,97
6.4. Placeres auríferos	62
7. MINERALIZACIONES DE HIERRO	
7.1. Mineralizaciones estratiformes de oligisto-hematites en alternancias de cuarcitas y pizarras del Paleozoico	4,35,36,38,39,78
8. PIZARRAS GRAFITOSAS	
8.1. Pizarras carbonosas y grafitosas del Silúrico	50
9. MINERALES RADIATIVOS (URANIO)	
9.1. Filones de cuarzo-óxidos de uranio, a veces con fosforita, intragraníticos	82,85,89,90,91,93,94,95

(Los números corresponden a la numeración de indicios en el Mapa y a la descripción de cada uno en la tabla 8).

En este apartado se describen tanto los minerales metálicos como los no metálicos o industriales, en base a las características geométricas de los yacimientos, a la relación de las mineralizaciones con las rocas encajantes y en base a los minerales que constituyen sus paragénesis.

9.1. Mineralizaciones de estaño y wolframio

En el Sector Centro-Occidental de Extremadura los yacimientos de estaño y wolframio son menos numerosos que los del Mapa del Sector Central de Extremadura, concretamente los de la provincia de Cáceres. Como en el resto del Macizo Hespérico, la distribución espacial de estos depósitos está íntimamente relacionada con los granitos hercínicos de afinidad Cabeza de Araya. Generalmente, las mineralizaciones se presentan como filones individualizados y en grupos que atra-

viesen 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 Batolitos Graníticos de Cabeza de Araya y el de Alburquerque (véase Mapa).

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 Gumié (1984) para este tipo de mineralizaciones en el Macizo Hespérico, y en los trabajos de Arribas *et al.*, (1987); Gumié y Arribas (1990) y Tornos y Gumié (1992).

Estos yacimientos filonianos presentan una serie de características geométricas, de potencia, espaciado, longitud, profundidad y morfología, análogas a las de otros filones hidrotermales de alta temperatura. El estudio de su organización geométrica mediante técnicas de análisis “fractal” ha sido puesto recientemente de manifiesto, y puede ser de gran interés para la exploración de este tipo de yacimientos (Gumié *et al.*, 1992; Sanderson *et al.*, 1994). 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 (Sanderson *et al.*, *op. cit.*; Gumié *et al.*, 1995). 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 a veces, 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 los batolitos graníticos; desde zonas en las que predominan las pegmatitas con casiterita y/o filones de cuarzo con casiterita intragraníticos, o en el inmediato contacto de los intrusivos con las rocas metamórficas encajantes, a filones de cuarzo con wolframita-(casiterita) y filones de cuarzo-wolframita generalmente extrabatolíticos. 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 muy accesoria, 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 metalogenético.

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 greisenización 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 :

9.1.1. Filones de cuarzo con wolframita-casiterita

En la zona cartografiada no son muy numerosos los yacimientos e indicios en que coexisten ambas mineralizaciones, solamente hay dos áreas principales con filones de cuarzo con wolframita-casiterita. El borde norte del Batolito de Alburquerque (en las proximidades de Valencia de Alcántara, indicios 21, 22 y 23, Tablas 7 y 8) y en el borde sur del mismo Batolito en las proximidades de la Mina de Tres Arroyos (indicios 83 y 84). Ésto es debido a que predominan los filones con wolframita mayoritaria, lo que es característico de las aureolas externas de los granitos.

Estos filones se caracterizan por presentar wolframita como mineral principal, casiterita de carácter más accesorio y a veces trazas de scheelita. Las rocas encajantes cuando las mineralizaciones son intragraníticas muestran greisenización y cuando están en situación extrabatolítica presentan sobre todo turmalinización.

Los indicios denominados La Costa y las Tapias (21, 22 y 23) son de tipo filoniano, de orientaciones N120°E-140°E subverticales, con una longitud (corrida) que no excede los 500 metros y están relacionados con diques de pegmatitas y pegmoaplitas de la misma orientación y bajo buzamiento. La paragénesis está constituida por wolframita (casiterita más accesoria), arsenopirita, pirita, óxidos de hierro, en ganga de cuarzo, moscovita y turmalina.

Este haz filoniano que caracteriza el exocontacto norte del Batolito de Alburquerque en las proximidades de Valencia de Alcántara está probablemente relacionado con el conjunto de diques pegmoaplíticos que se encuentra próximo a una facies de techo del granito, representado por monzogranitos de dos micas o moscovíticos con abundantes “rooft pendants” (véase Foto 18).

En el borde sur del Batolito de Alburquerque hay un grupo minero (Minas Mantecona I y II, indicios 83 y 84, Tablas 7 y 8) que comprende varios haces filonianos con mineralización de wolframita, casiterita más accesoria y trazas de columbita-tantalita, con sulfuros acompañantes en la paragénesis (arsenopirita y pirita principalmente), trazas de oro (en la arsenopirita) y gangas de cuarzo, moscovita y turmalina. Pero el yacimiento más característico es la Mina Tres Amigos, (también denominada El Cordobés y Tres Arroyos) muy rica en Li por lo que se la describe en el apartado correspondiente.

9.1.2. Filones de cuarzo con wolframita

94

Los filones de cuarzo con wolframita son muy abundantes en el área de estudio. Tienen de particular que son intragraníticos en el Batolito de Cabeza de Araya (indicios 14, 15 y 16, Tablas 7 y 8), en concreto están situados dentro de la unidad granítica de La Zafrilla (-10- Mapa) constituida por granitos de dos micas con moscovita, biotita y turmalina, y en granitos porfídicos (-11- Mapa) con granates y cordierita. Igualmente, son muy numerosos los indicios que se localizan en las zonas de exocontacto en las rocas metamórficas de los bordes norte y sur del Batolito de Alburquerque. En el borde norte se encuentran los indicios 17, 18, 19 y 20 y en el borde sur los indicios 26, 27, 28, 43, 44, 45, 46 y 77 (Tablas 7 y 8).

Los más importantes fueron los siguientes:

- En Cabeza de Araya los indicios 14 (La Calera) y 16 (Valcadjadillo) situados en las proximidades de Arroyo de la Luz y constituidos por dos sistemas filonianos que no exceden los 500 metros de corrida, uno de orientación N60°E, buzando 70°-80° NO, y otro de orientación N20° E que conecta con el anterior. Por la cinemática de ambos sistemas filonianos, en las intersecciones se generan zonas de dilatación, dando lugar a bolsadas en las que se producen enriquecimientos de la mineralización de wolframio.
- En las zonas de exocontacto del Batolito de Alburquerque, destaca en su borde norte la mineralización de wolframio de El Carrascal o Mina Mari Carmen (17 y 18, Tablas 7 y 8), situada al NO de Valencia de Alcántara, en el Río Sever que hace frontera con Portugal. Se trata de un grupo filoniano de orientación N120°-130°E subverticales, o buzando fuertemente (80°) hacia el sur y también se observan venas según N45° E que cuando conectan con las anteriores producen enriquecimientos o bolsadas de wolframita. La longitud de los filones es de unos 600 metros y las labores se prolongan en Portugal.
- En el borde sur la mineralización más importante es la de El Barrerón o Mina Casualidad 2^a (45, Tablas 7 y 8) próxima a la aldea de la Aceña de La Borrega. Se trata de un haz filoniano de orientación N120°-N130°E, buzando unos 35° S, que corta a alto ángulo a la esquistosidad hercínica. También hay venas subverticales, aunque minoritarias, de orientación N120°E, buzando 80° N. La longitud de los filones no excede los 300 metros.

Todos 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 aunque muy escasa, a veces aparece como producto de reemplazamiento de la wolframita. Una fase de sulfuros, constituida por arsenopirita (en parte transformada en escorodita), pirita y trazas de calcopirita, caracteriza también estos filones. La ganga está constituida mayoritariamente por cuarzo, y de forma más accesoria moscovita y turmalina.

9.1.3. Filones de cuarzo con casiterita.

Los filones de cuarzo con casiterita no son muy frecuentes en el área de estudio, a diferencia de lo que sucedía en el Sector Central de Extremadura (por ejemplo, en el granito de Montánchez). En este Mapa hay un pequeño haz filoniano intragranítico en las proximidades de San Vicente de Alcántara (indicio La Pilarica –31– Tablas 7 y 8) de orientación NE-SO (N30°-40° E) que alimentó pequeños yacimientos aluvionares de casiterita que fueron explotados al “kileo”.

Los filones de cuarzo con casiterita más importantes se encuentran en el borde sur del Batolito de Alburquerque (el yacimiento de Tres Arroyos –86–, Tablas 7 y 8) que convergen con el subtipo 1.4 que se describe a continuación.

9.1.4. Mineralizaciones filonianas de Sn (Nb-Ta) asociadas a pegmatitas

En este tipo de yacimientos las mineralizaciones beneficiables, principalmente de casiterita y columbita-tantalita, se encuentran diseminadas en cúpulas albitizadas, aunque en la zona de estudio no se ha encontrado ninguna cúpula aflorante, pero puede que exista alguna en profundidad (véase capítulo 8). Lo que si se encuentran son los conjuntos de diques pegmatíticos y pegmoaplíticos que atraviesan las rocas metamórficas encajantes (exocontacto) y que se emplazan en las partes altas de las cúpulas, o en las zonas de contacto de los cuerpos magmáticos con las rocas encajantes. Un ejemplo de este tipo lo constituye el yacimiento de Tres Arroyos (–86–, Tablas 7 y 8) en el que además del conjunto de filones con casiterita, hay un cortejo de diques pegmoaplíticos y láminas de granito albitizado en los que se encuentra mineralización de casiterita diseminada y trazas de columbita-tantalita, junto con mineralización de litio que es mayoritaria en el depósito. Por esta razón, el yacimiento se describe posteriormente encuadrado en el tipo 2 (Mineralizaciones de litio).

La paragénesis está constituida por casiterita como mineral principal, wolframita ausente o muy minoritaria, y también de carácter accesorio columbita-tantalita. Los sulfuros acompañantes son principalmente arsenopirita y pirita. La ganga es cuarzo, moscovita, turmalina y más accesorios apatito y granates.

9.1.5. Placeres con casiterita

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 poco frecuentes en este sector de Extremadura, dado que también lo son los yacimientos primarios. Únicamente han sido explotados los pequeños yacimientos aluvionares con casiterita en la Mina La Pilarica (31, Tablas 7 y 8) cerca de San Vicente de Alcántara y en los aluviones y coluviones de la Mina de Tres Arroyos (86, Tablas 7 y 8), donde además de casiterita se obtenía tantalita en los concentrados.

9.2. 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 y diques extrabatolíticos, por ejemplo en Tres Arroyos (86, Tablas 7 y 8).

9.2.1. Pegmatitas litiníferas con cleavelandita-cuarzo

El yacimiento de Tres Arroyos está situado en el borde sur del Batolito de Alburquerque (Figura 10) y está constituido por un haz de diques pegmoaplíticos de orientación N120°-N140° E, subparalelos al contacto con el batolito y que se presentan en transición petrológica y geoquímica con aquél, encajando en corneanas, pizarras y grauvacas del Alogrupo Domo Extremeño (CEG).

En la zona del yacimiento se han diferenciado cinco facies graníticas que de NE a SO son las siguientes (Figura 19 –Gallego y Gumié, 1993):

1. Facies granítica central (CGF): constituida por granito porfídico de dos micas con megacristales de microclina, con andalucita, cordierita, apatito, circón, ilmenita y fosfatos.
2. Facies granítica marginal (MGF): generalmente aplítica, rica en albita, cuarzo, moscovita, feldespato K y turmalina.
3. Secuencia bandeadada de aplitas y pegmatitas (LAP): se presenta en una lámina de orientación N130°-N140° E buzando suavemente hacia el NE (Figuras 19 y 20). Está constituida por una secuencia bandeadada de aplitas y pegmatitas (Foto 35) paralelas a la dirección y buzamiento de la lámina. La mineralogía de las aplitas es similar a la facies marginal (MGF) con albita y abundante topacio, y las pegmatitas tienen feldespato K, albita, moscovita y turmalina y suelen presentar cavidades miarolíticas.
4. Diques leucocráticos (LED) de orientación N148° E buzando 38° NE, de textura aplítica y constituidos por cuarzo, feldespato K, albita, moscovita, topacio y ambilagonita.
5. Pegmatitas litiníferas (LIP) que son diques zonados subhorizontales en los que se diferencian las siguientes asociaciones minerales por zonas:
 - Asociación cleavelandita-cuarzo-topacio, de unos 10 cm de potencia y que se dispone hacia el contacto superior de los diques.
 - Asociación cuarzo-feldespato K-plagioclasa, de grano variable y que representa el contacto con las rocas encajantes.
 - Asociación cuarzo-albita-lepidolita, caracterizada por alternancias bandeadas de aplitas y pegmatitas con topacio y ambilagonita que se disponen hacia las partes internas de los diques.
 - Unidad interna de cuarzo, en contacto con la anterior o rellenando fracturas tardías.

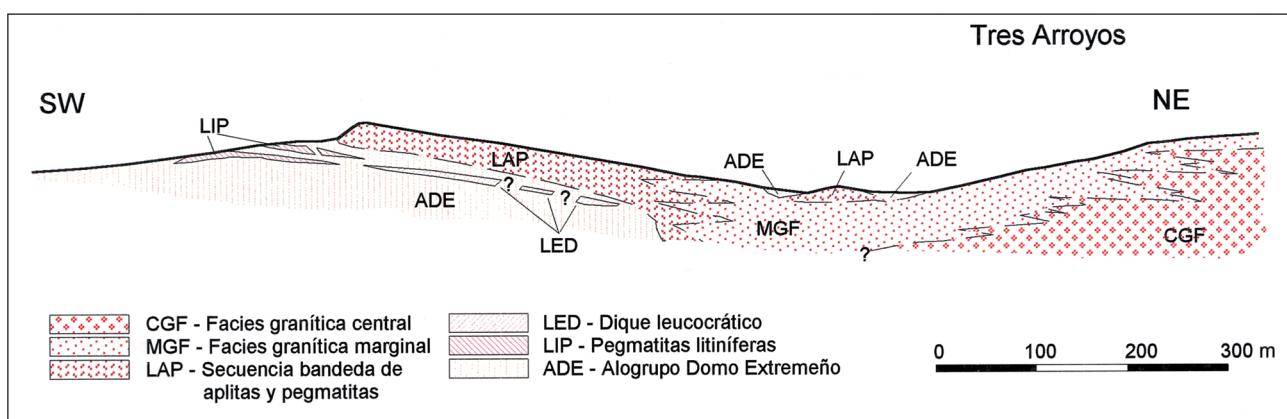


Figura 19. Sección esquemática del yacimiento de Li de Tres Arroyos, Alburquerque (Badajoz). Se puede observar la geometría de los diques y las facies graníticas y pegmoaplíticas que se han diferenciado. (modificado de Gallego y Gumié, 1993).

La evolución geoquímica observada se caracteriza por un fraccionamiento extremo, con una concentración de elementos incompatibles (Li, Rb, Cs, Ga, Sn, Nb y Ta) en las fracciones magmáticas residuales y una compleja evolución en cuanto a Tierras Raras (REE) con empobrecimiento en Eu hacia las facies marginales más evolucionadas y en las pegmatitas litiníferas.

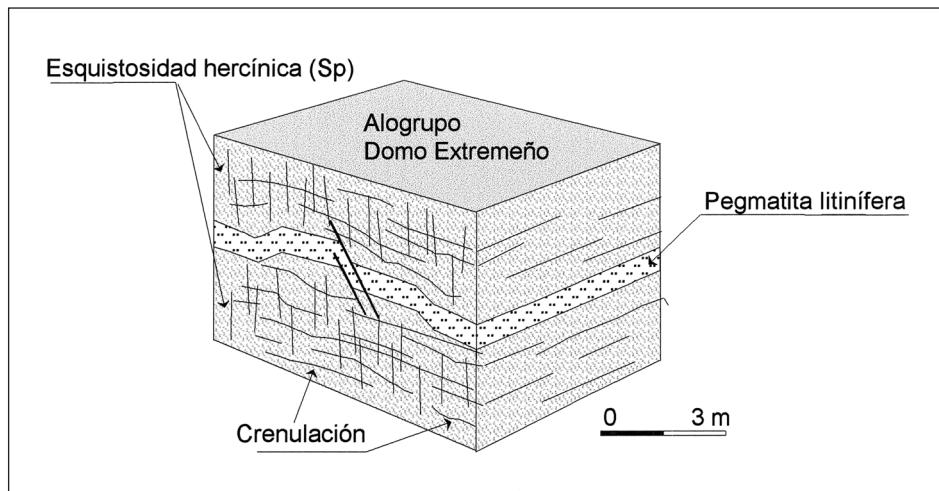


Figura 20. Esquema de la geometría de los diques pegmatíticos con mineralización de Li de la Mina Tres Arroyos. Se observa cómo los diques subhorizontales cortan a los planos de esquistosidad hercínica (Sp) a alto ángulo.

La evolución petrológica y geoquímica desde las facies graníticas del batolito hasta las pegmatitas litiníferas en el yacimiento son el resultado de un proceso de diferenciación de un magma fértil por cristalización fraccionada. La anómala concentración de P 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.

9.3. Mineralizaciones de fosfatos

Los yacimientos de fosfato, las conocidas “fosforitas” extremeñas son muy frecuentes en el área cartografiada. Pueden ser de dos tipos: filonianos y como diseminaciones en rocas carbonatadas del Carbonífero Inferior. Los yacimientos filonianos, de gran representación en el Sector Centro-Occidental de Extremadura (véase Mapa), se presentan en grupos de filones situados en zonas internas de los batolitos graníticos, principalmente en el de Alburquerque, aunque también hay en el Plutón de Brozas. El segundo tipo se trata de mineralizaciones estratiformes en calizas y dolomías del Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Viseense).

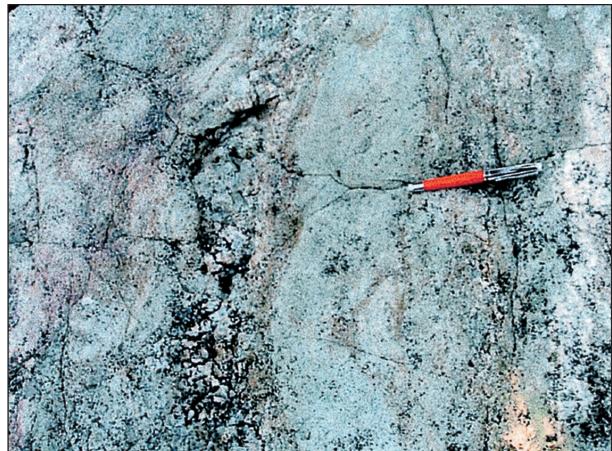


Foto 35. Detalle del bandeadío de los diques pegmoaplíticos que están constituidos por cuarzo, albite, lepidolita, turmalina y trazas de ambligonita, topacio y casiterita. El yacimiento de Tres Arroyos (nº 86), Alburquerque (Badajoz).

9.3.1. Filones de cuarzo-apatito (dahllita) intragraníticos

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); tal es el caso del Batolito de Alburquerque (índicios 24, 25, 29, 82, 85, 92, 93, 94, 95, Tablas 7 y 8, Mapa y Figura 10).

Los principales caracteres de los yacimientos filonianos de fosfato asociados a granitos son los siguientes (Aizpurúa *et al.*, 1982) y pueden aplicarse perfectamente a los indicios intragraníticos del batolito de Alburquerque.

- Normalmente se presentan en grupos filonianos intragraníticos bien definidos, de orientación principal NE-SO ($N20^{\circ}$ - $N40^{\circ}$ E, véase Mapa y Figura 10) y de pequeña o mediana extensión.
- Están en relación con granitoides 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, pudiendo observarse apatito diseminado en determinadas facies graníticas.
- Suelen presentar mineralizaciones de U asociadas y de Sn-W que se disponen hacia los bordes de los batolitos.
- 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 fue modificado por Aizpurúa *et al.*, (1982) a “subtipo Ibérico”.

En esta zona (véase Mapa) los principales yacimientos de este tipo son los indicios intragraníticos del batolito de Alburquerque cuyas paragénesis son prácticamente monominerales, con apatito (dahllita) mayoritario, por ejemplo en La Barca (24), La Vanda (25), El Antruejo (29), Pedro Negro (92), o con mineralización de uranio acompañante; en La Gallega-Valdehuelo (82), Badajoz 6^a-El Sabio (85), Pedro Negro sur (93), Pozo del Hierro (94) y Engorda (95) (véase Tablas 7 y 8).

También se han encontrado filones de cuarzo-apatito (dahllita) aflorantes, situados en facies de leucogranitos moscovíticos del Plutón de Brozas en una zona sin labores mineras (–13– Tablas 7 y 8), que está afectada por una cizalla dúctil-frágil de orientación aproximada $N160^{\circ}$ E a N-S. Las venas tienen potencias centimétricas y una dirección $N40^{\circ}$ E, buzando 75° SE, que coincide aproximadamente con los planos S, de la fábrica S-C que presenta dicho granito.

9.3.2. Mineralizaciones “estratoides” en calizas del Carbonífero Inferior

Otros yacimientos de fosfato que además fueron definidos en este sector Centro-Occidental de Extremadura, concretamente en las cercanías de Aliseda (Cáceres) son aquellos en los que la mineralización se presenta como diseminaciones en rocas carbonatadas del Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Viseense –29– Mapa). Estas mineralizaciones presentan una serie de características que las diferencian del grupo anterior y que se pueden sintetizar de la siguiente forma (Aizpurúa *et al.*, 1982):

- Son mineralizaciones no filonianas.
- Las rocas encajantes son calizas y dolomías del Carbonífero Inferior (Tournaisiense-Viseense).
- Estas mineralizaciones se encuentran en su mayoría relacionadas con procesos de removilización kársticos.
- Las paragénesis frecuentemente son monominerales, ya que están constituidas casi exclusivamente por fosfato (variedad colofana), de textura coloformes y botroidal, y gangas de arciillas y calcita.
- Se trata probablemente de mineralizaciones singenéticas de fosfato, que presentan un carácter epigenético debido a removilizaciones hacia zonas de fractura. El holotipo es la Mina de El Caracol, (–37– Tablas 7 y 8) en Aliseda, Cáceres.

La Mina de El Caracol está situada a 2 kilómetros al SO de Aliseda en el Siforme paleozoico que con vergencia NE caracteriza esta zona de la Sierra de San Pedro. El flanco sur de la estructura está afectado por cabalgamientos y fallas inversas (véase Mapa). Las mineralizaciones se encuentran en el núcleo del siforme, en los tramos carbonatados del Carbonífero Inferior (Tournaisien-Viseense). Las calizas encajantes de la mineralización han sufrido notables procesos kársticos que han favorecido las removilizaciones de la mineralización.

La mineralización de fosfato es de tipo “estratoide” y se localiza en rellenos arcillosos rojizos, de probable origen kárstico, dentro de las calizas. La fosforita es criptocristalina y de aspecto coliforme, de color blanco o crema claro (variedad colofana) y se presenta de diversas formas (Aizpuru et al., 1982):

- En costras de 5 a 10 cm de espesor entre el relleno arcilloso y la caliza (Foto 36). Típicamente aparecen rellenos simétricos según diaclasas verticales (Foto 36) y formas en “escarapel”.
- Como fosfato fragmentario (brechoide) acompañado de clastos calcáreos en el relleno arcilloso. Este fosfato “clástico” debe proceder de la mineralización dominante a causa de colapsos gravitacionales favorecidos por el proceso de karstificación.
- Como un fino reticulado de venillas milimétricas en el relleno arcilloso.

El origen de estas mineralizaciones estaría relacionado con el proceso de karstificación, en el que las aguas de infiltración, embebidas en las diaclasas y discontinuidades en la caliza, extraerían el CaCO_3 en solución, concentrándose de forma residual el fosfato y la arcilla. La mineralización primaria de fosfato posiblemente fuera singenética-sedimentaria, es decir que existiera en los tramos carbonatados del Carbonífero Inferior (–29–), debido a una etapa fosfatogénica, o bien no se puede descartar un origen exhalativo-sedimentario. Hay que recordar que el Carbonífero Inferior tiene episodios magnáticos de composición dacítico-andesítica, con lítitas, tobas volcánicas y brechas piroclásticas andesíticas con estructuras peperíticas que han podido aportar fosfato al encajante. En cualquier caso, la mineralización de fosfato fue removilizada, concentrada y enriquecida por procesos kársticos posteriores que probablemente tuvieron lugar durante el Mesozoico-Terciario, épocas durante las cuales el Macizo Ibérico estuvo emergido y sometido a varios ciclos erosivos.

9.4. Mineralizaciones de plomo-zinc-(plata)-cobre

Para describir las mineralizaciones de plomo-zinc-(plata) que predominan en el área, se ha utilizado la clasificación propuesta por Palero et al., (1985) para las mineralizaciones tipo BPGC de la alta Extremadura.

9.4.1. Mineralizaciones de Pb-Zn-(Ag)-Cu en filones de relleno de fracturas tardías

En la zona cartografiada se encuentran 16 indicios de Pb-Zn-(Ag)-Cu. Son los clásicos filones de cuarzo con carbonatos y a veces baritina, que llenan 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 abun-

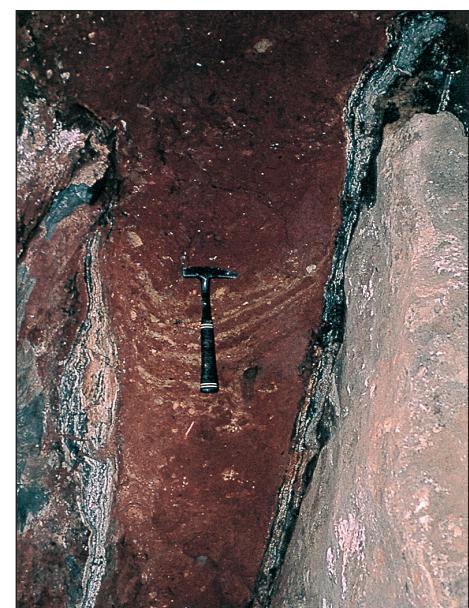


Foto 36. Fosforita en los bordes de diaclasas verticales llenas con arcillas rojas. El yacimiento de fosfatos de El Caracol (nº 37), Aliseda (Cáceres).

dancia de alguno de los componentes. En este sector los indicios se agrupan como se expone a continuación.

En el norte hay un campo filoniano en las proximidades del Río Salor (Minas del Salor, Membrío 6, 7, 8, Tablas 7 y 8) con filones de orientación principal NE-SO (N30°-40°E) subverticales, con brechificación muy notable en las venas y en los que predomina la esfalerita sobre la galena. Fueron explotaciones de considerable envergadura durante finales del siglo XIX y principios del XX, coincidiendo con la etapa de esplendor de la minería de plomo en Extremadura.

Otros grupos filonianos de difícil accesibilidad, que están situados al NO de las Minas del Salor son las labores de Pareja (–9– Tablas 7 y 8) con filones que rellenan venas de extensión de orientación N 70°-80° E y NNO-SSE (N170°E) subverticales, y El Rivero (–10– Tablas 7 y 8) con venas de extensión de orientación NE-SO (N20°-30°E) subverticales. Las explotaciones se realizaban mediante trabajos de extracción en pozos y galerías. En estos grupos filonianos son muy notables las brechificaciones de algunas venas y las paragénesis están constituidas por galena y esfalerita mayoritarias y de forma más accesoria, calcopirita y pirita en ganga de cuarzo, los carbonatos (ankerita, siderita) están más subordinados. La mineralización rellena huecos y espacios abiertos en los filones.

Otro indicio perteneciente al mismo tipo es Zamorano (–30– Tablas 7 y 8) que se encuentra aislado en el Alogrupo Domo Extremeño (CEG), al noreste de Valencia de Alcántara (véase Mapa).

También en el norte de la zona de estudio hay dos pequeños indicios próximos al granito de Brozas (Santa Bárbara I y II, indicios 11 y 12, Tablas 7 y 8) que tuvieron poca importancia por su reducida dimensión y hay un pozo cegado que explotó un filón de orientación NE-SO (La Avispa, indicio 5, Tablas 7 y 8) en las proximidades de Santiago de Alcántara. Igualmente hay otros indicios de Pb-Zn-Cu también de pequeña dimensión, en las cercanías de Arroyo de la Luz (indicios La Pulgosa –40–, El Ahijón –41– y Fuente los Perros –42–, Tablas 7 y 8) cuyas labores en la actualidad han sido tapadas.

Hay otro grupo de filones de plomo en el sector central del Sinforme de La Codosera, a unos 2 kilómetros al SE de Jola, y que también tuvieron considerable importancia a finales del siglo XIX y comienzos del XX. Son las Minas Marianela I, II y Barroca de la Tinta, indicios 47, 48 y 49 respectivamente (véase Mapa y Tablas 7 y 8). Se trata de un haz filoniano de orientación NE-SO (N50°E) y subvertical, que encaja en las alternancias de cuarcitas y pizarras del Ordovícico inferior. Algunos filones maestros tienen potencias métricas, una continuidad que no sobrepasa los 400 metros y están constituidos en su mayor parte por galena argentífera, esfalerita subordinada y de carácter accesorio, pirita y calcopirita en ganga de cuarzo.

Finalmente, el último intento de explotación de filones con galena argentífera, llevado a cabo en la zona, fue el de la Mina Curra en las cercanías de la Roca de la Sierra (–98– Tablas 7 y 8). Se trata de una mineralización filoniana de relleno de fracturas de orientación N30°-N40°E, subverticales, constituida por galena, esfalerita, pirita y calcopirita accesoria, en ganga de cuarzo y carbonatos. La mina está situada en la prolongación oriental del flanco sur del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando, en las pizarras mosqueadas del Devónico Superior (–26– Mapa). Aunque hay una relación espacial con las diabasas que existen en el Sinforme de La Codosera, es factible suponer una relación genética de esta mineralización con algún intrusivo aflorante o subaflorante. A este respecto conviene recordar que el stock de la Roca de la Sierra se encuentra a menos de un kilómetro y medio al sur de la mina.

9.5. 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 (Sb_2S_3). Se asocia frecuentemente a otros elementos, como Pb, Zn, Cu, Au (“Mina Mari Rosa” –I– en Valencia de Alcántara, Cáceres), As, Hg y W (“Mina San Antonio” –88– en Alburquerque, Badajoz). En este sector de Extremadura están representadas las siguientes paragénesis minerales (Gumiel, 1983):

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

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

En este sector y en general 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 los indicios de antimonio pertenecientes a este grupo son los siguientes: Cuadrillas de Barbellido, Santiago de Alcántara (3), Mari Pepa, Valencia de Alcántara (32) y Covacha, San Vicente de Alcántara (33-34, Tablas 7 y 8). Son filones aislados en pizarras y grauvacas del Alogrupo Domo Extremeño (CEG –18– Mapa), de orientación principal N90°-100° E y buzamientos subverticales, de pequeña extensión horizontal y vertical, y cuyas paragénesis pertenecen a la asociación cuarzo-estibina (q-Sb), constituida casi exclusivamente por estos dos minerales. Se encuentra algo de berthierita minoritaria que se presenta como inclusiones en la estibina, junto con arsenopirita y pirita escasas (Gumiell, 1983).

9.5.2. Filones de cuarzo-estibina-oro (q-Sb-Au)

Esta paragénesis ha sido definida en la mina Mari Rosa, (–I–, Tablas 7 y 8) Valencia de Alcántara (Cáceres) por Gumiell (1983), y en la actualidad se encuentra en expediente de protección como patrimonio minero, dado que es el único ejemplo en Europa donde es posible observar filones de cuarzo-estibina-oro en pizarras y grauvacas del Precámbrico superior (Alogrupo Domo Extremeño).

La mina Mari Rosa está situada en el paraje denominado Casa Vidal, a unos 14 kilómetros al NO de Valencia de Alcántara (Cáceres). La mineralización se dispone en filones que atraviesan a las pizarras y grauvacas del Alogrupo Domo Extremeño, que presentan estructuras sedimentarias bien conservadas (ripples, huellas de carga y granoselección) así como pliegues, esquistosidad y una lineación de estiramiento subvertical muy marcada.

Se han definido tres conjuntos de venas de cuarzo que varían, desde venillas de segregación metamórfica (V1 pre-esquistosas), venillas sin-esquistosas (V2), a venas post-esquistosas (V3) que cortan a la esquistosidad hercínica y son las que tienen mayor enriquecimiento en mineralización de antimonio (Foto 37) y trazas de oro. Estas venas (V3) tienen una orientación que varía desde N-S a N30° E, con buzamientos de unos 30° hacia el Este (Figura 21). También hay venas con enriquecimiento en oro y estibina (Foto 38), con orientaciones N110°-130° E, buzando 60°-75° S (V2).

La paragénesis está constituida por estibina, berthierita, pirita, arsenopirita y oro nativo. El oro normalmente va asociado a la pirita y arsenopirita, o aparece aislado en el cuarzo con estibina (Foto 38). Los minerales secundarios son principalmente ocres de antimonio (estibiconita y cervantita).



Foto 37. Venas (V3) que cortan a la esquistosidad hercínica, con orientaciones comprendidas entre N-S y N30°E, con suaves buzamientos (30° al este) y con bolsadas de estibina. Mina Mari Rosa (nº I), Valencia de Alcántara (Cáceres).

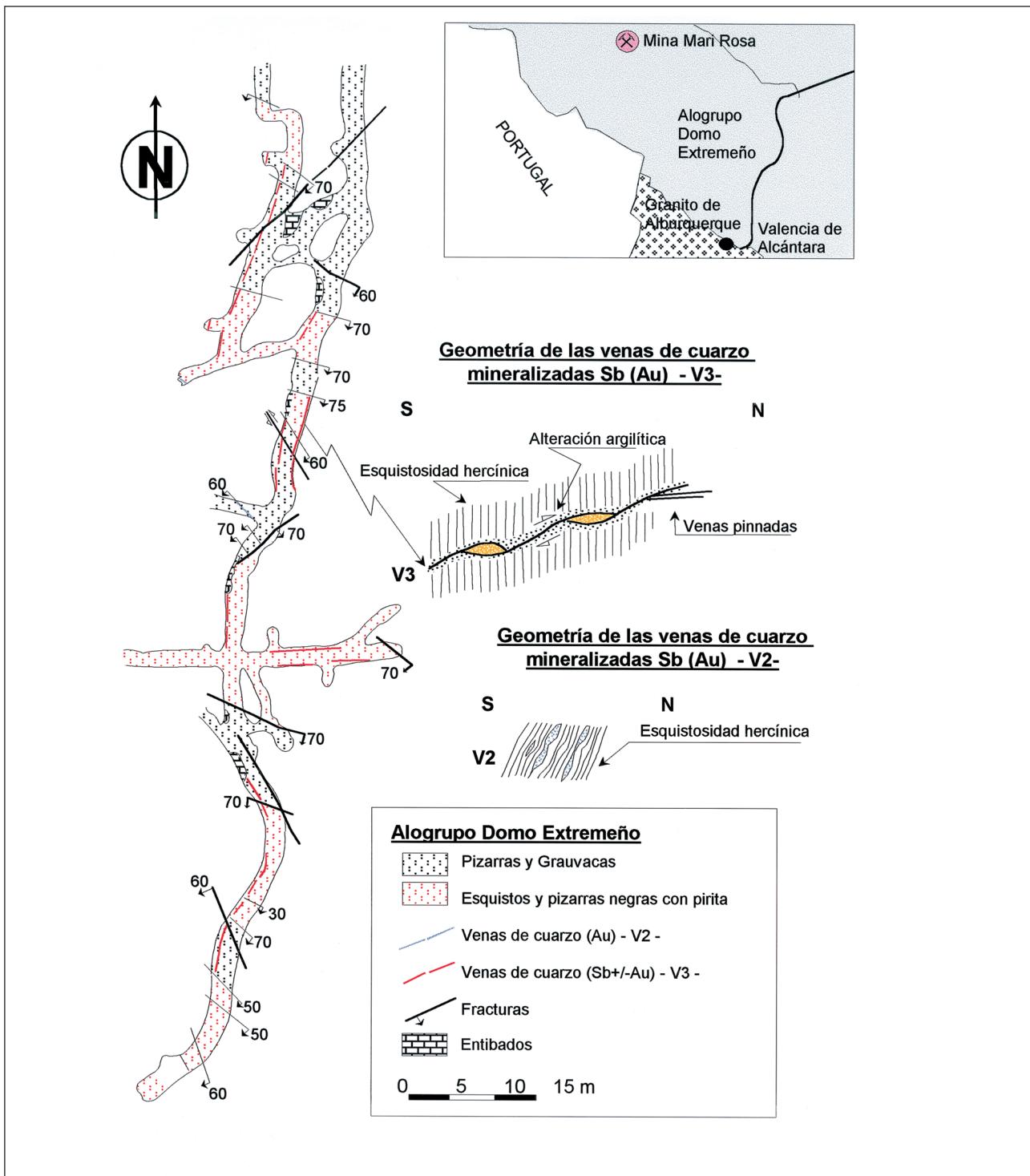


Figura 21. Esquema geológico de la mina de Sb-Au de Mari Rosa, Valencia de Alcántara (Cáceres). Geometría y cinemática de los tipos de venas mineralizadas. (Modificado de Gumié y Gallego, 1991).

La mineralización de estibina se concentra en bolsadas lenticulares que corresponden a zonas de dilatación, que se abren como resultado de desgarres dextrorsos de bajo ángulo (véase esquema en Figura 21) y en venas pinnadas. La estibina contiene valores de hasta 3,4 ppm de Au. Otros indicios que pertenecen al mismo tipo son las cercanas minas de Portoviejo (–2–, Tablas 7 y 8) y la mina Santa Aurelia, Alburquerque (–81–, Tablas 7 y 8), situada cerca de la Ermita de Mayorga. Esta explotación extrajo en los años 70, antimonita con trazas de oro, de un haz filoniano de orientación N120° E buzando 78° N, mediante un socavón de unos 40 metros de longitud y dos pozos de unos 30 metros de profundidad.



Foto 38. Muestra de mano en la que se observa oro nativo y estibina en cuarzo. Mina Mari Rosa (nº 1), Valencia de Alcántara (Cáceres).

9.5.3. Mineralizaciones “estratoides” de estibina-scheelita (Sb-W) en brechas calcáreas deformadas

La paragénesis Sb-W se definió en el yacimiento de San Antonio (–88– véase Mapa y Tablas 7 y 8), Alburquerque (Badajoz) que es el holotipo establecido. El interés económico y minero del yacimiento fue muy grande, ya que era la mayor explotación de antimonio de Europa entre los años 1977-1985. El interés metalogénico y científico es doble; por una parte, es la única paragénesis con Sb-W conocida en Europa, y por otra, por la especial situación geotectónica del yacimiento, en el límite entre las Zonas Centroibérica y Ossa Morena del Macizo Hespérico (véase Mapa y Figura 10).

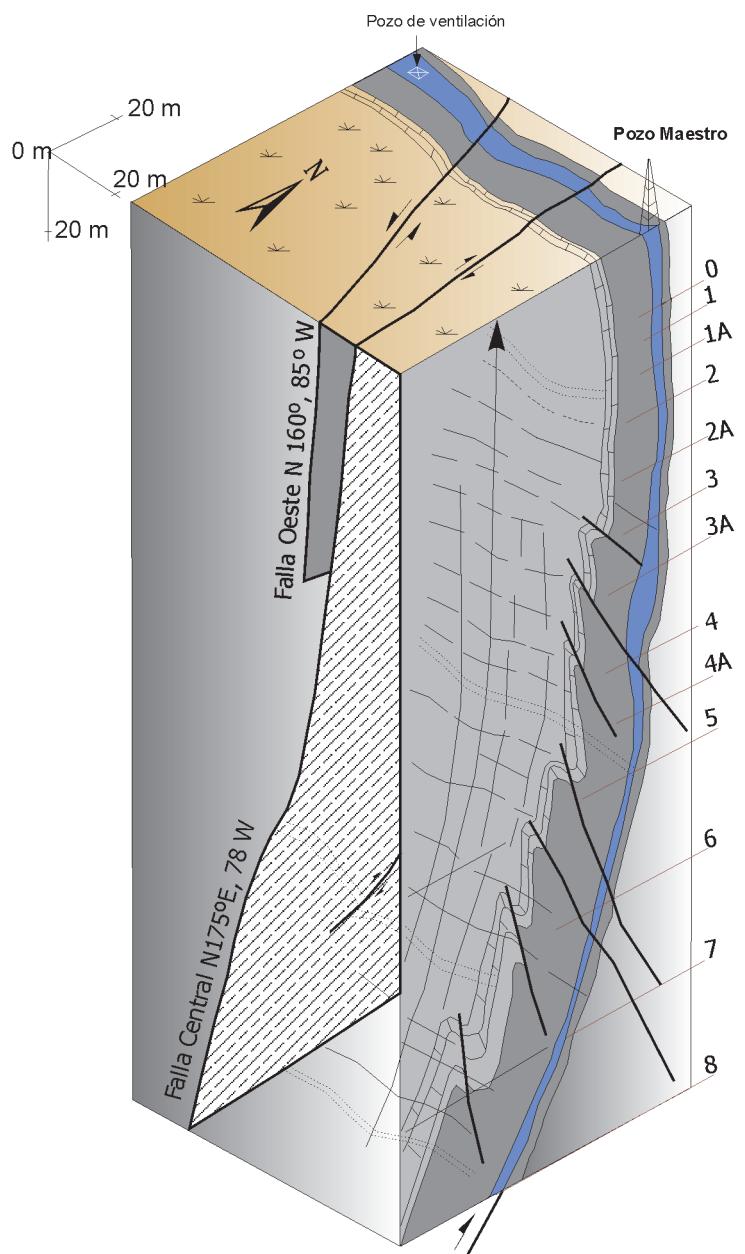
La Mina San Antonio se encuentra situada entre los kilómetros 8 y 9 de la carretera de Alburquerque a La Codosera. Fue el yacimiento más importante de antimonio de Europa y estuvo en explotación hasta el año 1986 por la Compañía Indumetal S.A., alcanzando una profundidad de 600 metros, en donde la mineralización mantenía la misma potencia e idénticas leyes (hasta el 65% de Sb_2S_3). El depósito fue estudiado por Gumié en sucesivos años (1976, 1983), Gumié y Arribas (1987) y Gumié y Gallego (1991), con nuevas tomas de datos y actualizaciones.

La mineralización de San Antonio se encuentra en un horizonte carbonatado constituido por calizas grises y negras, brechas intraformacionales deformadas (calizas de San Antonio –26a–, véase Foto 11), calcoesquistos, lítitas y pizarras negras del Devónico Superior-Carbonífero inferior. El yacimiento es de tipo “estratoide” con un marcado control litoestratigráfico y estructural, localizándose en el flanco normal de un pliegue de propagación asociado a un cabalgamiento vergente al norte que se verticaliza en superficie (Figura 22 y Foto 11), dentro del flanco sur del Sínforme de La Codosera-Puebla de Obando.

La brecha mineralizada conserva su espesor (entre 1,8 y 2,2 metros), tanto en profundidad (hasta 600 metros), como en dirección. Dentro de la brecha, la mineralización de estibina se presenta en cuerpos en forma de “canales” con una longitud media de 30-35 metros. La brecha encajante muestra evidencias de haber sufrido reactivaciones (estrías y escalones) en varias etapas, con movimientos de carácter extensional y otros oblicuos de desgarre.

La paragénesis del yacimiento está constituida por estibina, scheelita, berthierita y pirita. Arsenopirita y antimonio nativo son los principales minerales accesorios y estibiconita, cervantita y goethita son los minerales secundarios. La estibina suele ser de grano fino, hábito tabular y está deformada; se presenta rodeando fragmentos estirados de calizas, lítitas y en menor proporción cuarzo, según la dirección de estratificación (Foto 39). La scheelita se presenta en nódulos de hasta 7 cm. de diámetro y se encuentra englobada por estibina (Foto 40).

La génesis de la mineralización fue relacionada con procesos exhalativos (con Sb-W-Hg), posiblemente a partir de un magmatismo básico extensional que existe en las proximidades, y canalizado a través de un sistema activo de fallas en la zona de talud de una plataforma carbonatada devónica. Gumié y Gallego (1991) plantean otra hipótesis alternativa, asumiendo que, tanto las minera-



Leyenda

- Pizarras negras ampelíticas y grafitosas.
- Brecha deformada, con mineralización de estibina y scheelita.
- Alternancias de calizas tableadas grises bituminosas, con numerosas venillas de calcita y algún nivel de pizarras.
- Plantas de explotación
- Fracturas
- Fallas con indicación de movimiento
- Verticalización del cabalgamiento
- Pliegues acompañantes $\Psi 1$ (Pliegue de propagación)
- Pliegues $\Psi 2$

Figura 22. Sección isométrica del yacimiento de antimonio de San Antonio, Alburquerque (Badajoz).



Foto 39. Disposición de la estibina (gris metálico) deformada y en “bandas” estiradas en la brecha carbonatada deformada del Devónico Superior - Carbonífero Inferior. Foto mirando al techo, orientada O-E (planta 8), Mina San Antonio (nº 88), Alburquerque (Badajoz).



Foto 40. Muestra de mano en la que se observan cristales de scheelite (de color acaramelado) de 1 cm, junto con cuarzo blanco, rodeados por estibina laminar y granulada. Mina San Antonio (nº 88), Alburquerque (Badajoz).

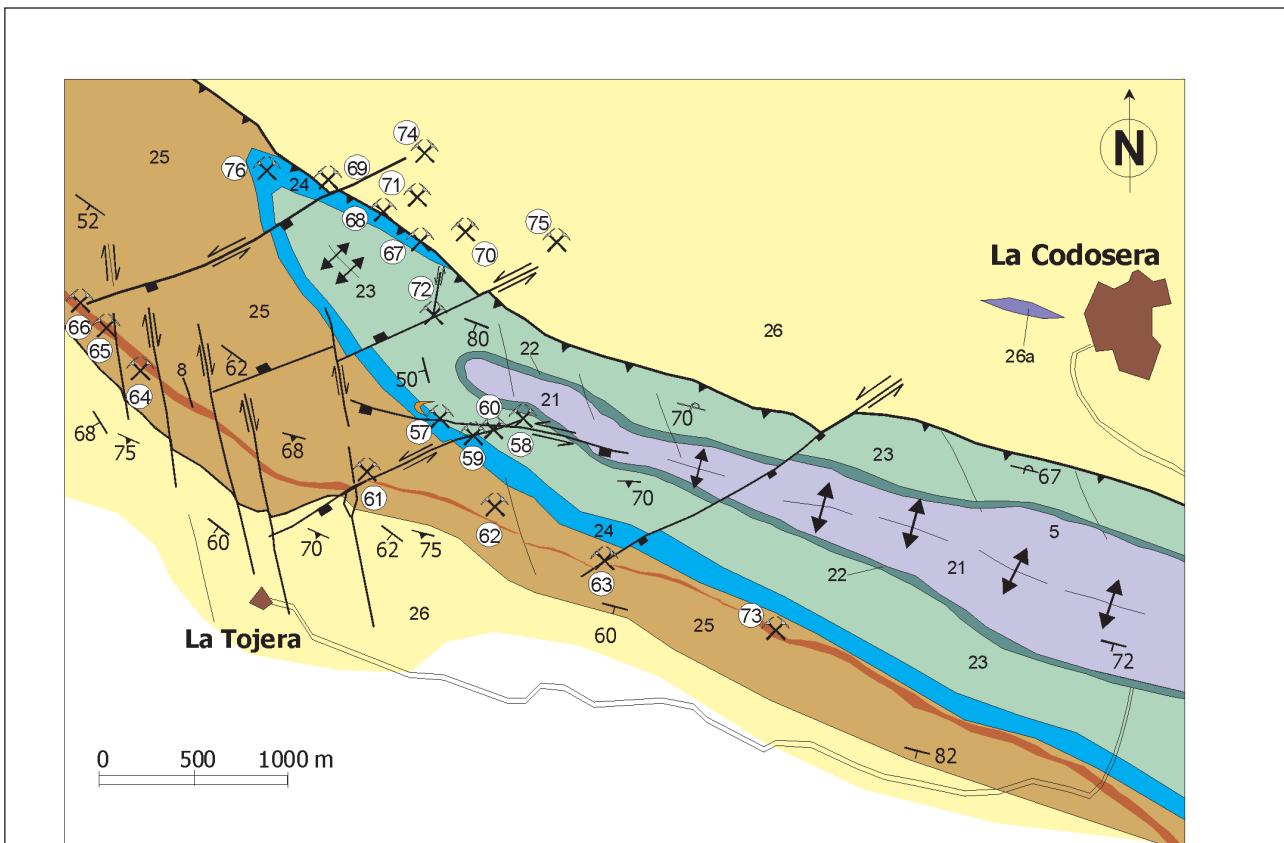
lizaciones de antimonio, como las de oro de la cercana zona de La Codosera (véase 9.6. Mineralizaciones de oro), estuviesen espacial y genéticamente relacionadas con la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (ZCBC). Los fluidos mineralizadores serían canalizados a través de las fallas NO-SE, antitéticas de la cizalla E-O, que con movimiento de sentido sinistrorso afecta y deforma a todo el flanco sur del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando (véase Figura 10). La concentración mineral se produciría en determinadas estructuras favorables y en litologías específicas como son las brechas calcáreas.

9.6. Mineralizaciones de oro: Yacimientos en estructuras relacionadas con la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (ZCBC) . La zona aurífera de La Codosera, Badajoz

En general, los yacimientos de oro están insuficientemente conocidos en Extremadura y sin embargo tienen gran interés metalogénico, han tenido gran importancia minera en tiempos de los romanos, y dependiendo de las condiciones de mercado, al menos se justificaría una investigación detallada en algunas zonas concretas. En cualquier caso, el interés de sus yacimientos es incuestionable, y el sector Centro-Occidental de Extremadura se caracteriza por la riqueza y variedad tipológica de sus depósitos, centrados principalmente en la zona aurífera de La Codosera (véase Mapa y Figura 23).

En la descripción de los principales yacimientos de oro de la zona se ha seguido una clasificación metalogénico-estructural, basada también en las paragénesis y asociaciones minerales características, esbozada por Gumié en el año 1983 y utilizada en la elaboración del Mapa Geológico-Minero de Extremadura del año 1987, patrocinado por la Dirección General de Industria, Energía y Minas de la Junta de Extremadura. Posteriormente, esta clasificación tipológica fue ampliada en el año 1991 y en la actualidad se siguen incorporando modificaciones y nuevos tipos, con un enfoque más centrado en los aspectos geométricos de los yacimientos y su control estructural (Gumié y Campos 2001 a y b).

La zona aurífera de La Codosera (Badajoz) representa un sector de potencial interés económico y minero en Extremadura, por el elevado número de indicios de oro (Figura 23) que supera en varios órdenes de magnitud a los de otras áreas de la Comunidad, y además porque ya fue explotada desde la época de los romanos. Los tipos geométricos y morfológicos son muy variados, esquemáticamente se encuentran, desde filones que se disponen a alto ángulo con respecto a las estructuras hercínicas, a mineralizaciones relacionadas con cabalgamientos, mineralizaciones



106

Principales zonas con mineralizaciones de oro

- 57.- El Pliegue (Monteviejo)
- 58.- Monteviejo este
- 59.- Monteviejo sur
- 60.- Monteviejo norte
- 61.- Cerro de Los Algarbes
- 62.- Barrancones
- 63.- Casa de la Niña (Rovira)
- 64.- Portilla de los Bastos sur
- 65.- Portilla de los Bastos norte
- 66.- Portilla de los Bastos oeste
- 67.- La Mina (Breña este)
- 68.- La Mina (Breña oeste)
- 69.- La Manzana de Oro
- 70.- La Perla de Aníbal
- 71.- La Centena oeste
- 72.- La Portilla Larga
- 73.- Matasiete
- 74.- La Centena galería
- 75.- Filón Breña
- 76.- Galería El Moro

* Los números de los indicios de oro corresponden a los del Mapa y Tablas 7 y 8.

Leyenda

Devónico	Superior	26
	Inferior	25
Silúrico	Superior	24
	Inferior	23
Ordovícico	Superior	23
	Medio	22
Ordovícico	Inferior	21

26. Serie volcánico-sedimentaria constituida por pizarras, calizas (26a - caliza de San Antonio) y areniscas con intercalaciones de diabasas.

25. alternancias de cuarcitas ferruginosas y pizarras. Nivel de cuarcita Fe con mineralización de Au de La Portilla

24. Cuarcitas, pizarras negras y areniscas con intercalaciones de pizarras

23. Alternancias de pizarras y cuarcitas con algún nivel de areniscas

22. Cuarcita Armociana (ortocuarcitas)

21. Areniscas ocreas bioturbadas, conglomerados y pizarras

— Contacto indiferenciado

—■— Falla de extensión con indicación de labio hundido

→← Falla con indicación de movimiento en dirección

▼↑ Falla inversa (cabalgamiento)

↑↓ Antidinal

↗↖ Sinclinal

— 60 Estratificación (dirección y buzamiento)

— 70 Esquistosidad (dirección y buzamiento)

— Minas e Indicios de oro

Figura 23. Esquema geológico del flanco sur del Sinfo de La Codosera-Puebla de Obando con la situación de los principales yacimientos e indicios de oro en la zona de La Codosera (modificado de Gumié y Campos, 2001 a).

en tipo “silla de montar” (saddle-reefs) asociadas a pliegues y finalmente yacimientos de tipo aluvionar. Las estructuras que albergan las mineralizaciones de oro tienen en común el que muestran signos de reactivaciones oblicuas debidas a los movimientos de desgarre producidos por la cizalla (ZCBC).

A este respecto y desde el punto de vista genético, conviene recordar que las principales áreas con mineralizaciones de oro (Roberts *et al.*, 1991; Sanderson *et al.*, 1994), así como la mina de antimonio de San Antonio (Gumié y Gallego *op. cit.*; Gumié y Campos 2001 a) están situadas en las proximidades, o en estructuras de segundo orden asociadas a las principales fallas NO-SE antitéticas, que muestran fuertes desplazamientos y conforman una geometría en “dominó” (Figuras 10 y 13 A, véase apartado 7.4). Un factor importante para la canalización y el flujo de fluidos mineralizadores a través de las fallas es la conectividad de estas estructuras con la zona de cizalla principal (ZCBC).

9.6.1. Mineralizaciones filonianas de cuarzo-arsenopirita-pirita-oro (removilizaciones) en fracturas tardías

Las estructuras mineralizadas del área de La Codosera son numerosas y variadas, lo que sin duda caracteriza a todos los yacimientos auríferos de tipo filoniano relacionados con zonas de cizalla. Esta característica hace que la distribución de las mineralizaciones sea irregular, a veces errática, pero siempre se trata de estructuras controladas por la tectónica. Se han reconocido los tipos de estructuras mineralizadas que se pueden ver en la Figura 24 y entre ellos, esquemáticamente destacan los siguientes:

Venas auríferas dispuestas a alto ángulo con respecto a las estructuras hercínicas

Suelen presentar orientaciones NE-SO a N-S y NO-SE, y se disponen a alto ángulo con respecto a las estructuras hercínicas. Suelen ser frecuentes las venas pinnadas y las ramificaciones en terminaciones de fallas antitéticas y sintéticas de la cizalla E-O, constituyendo áreas favorables en las que se pueden producir enriquecimientos locales de la mineralización aurífera. Los haces filonianos encajan en las alternancias de cuarcitas ferruginosas y pizarras del Devónico del flanco sur del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando y en alternancias de cuarcitas y pizarras del Ordovícico-Silúrico en el sector central del mismo.

Los ejemplos más representativos son los siguientes:

- La **Perla de Aníbal** (-70-, Tablas 7 y 8), con filones de orientación N50° E y una potencia máxima de 0,2 metros, alcanza unos 100 metros de corrida. Los valores de oro en las venas oscilan entre 0,1 g/t hasta 7,2 g/t de Au en zonas de enriquecimiento (bolsadas o bonanzas) que se producen en zonas de intersecciones de las venas N50° E con ramificaciones de otras venas de orientación N20° E (Foto 41). Suelen ser zonas favorables para la localización de concentraciones auríferas, las zonas de extensión que se desarrollan en intersecciones de fallas de desgarre sintéticas (NE-SO) y antitéticas (NO-SE) de la cizalla principal de orientación E-O y que con movimiento sinistrolorso afecta a toda la zona.

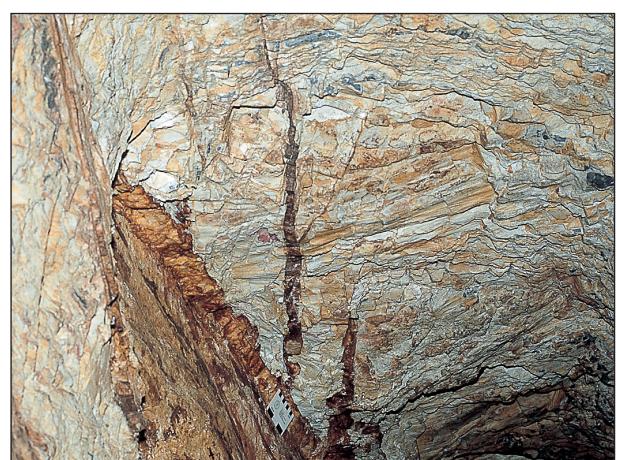
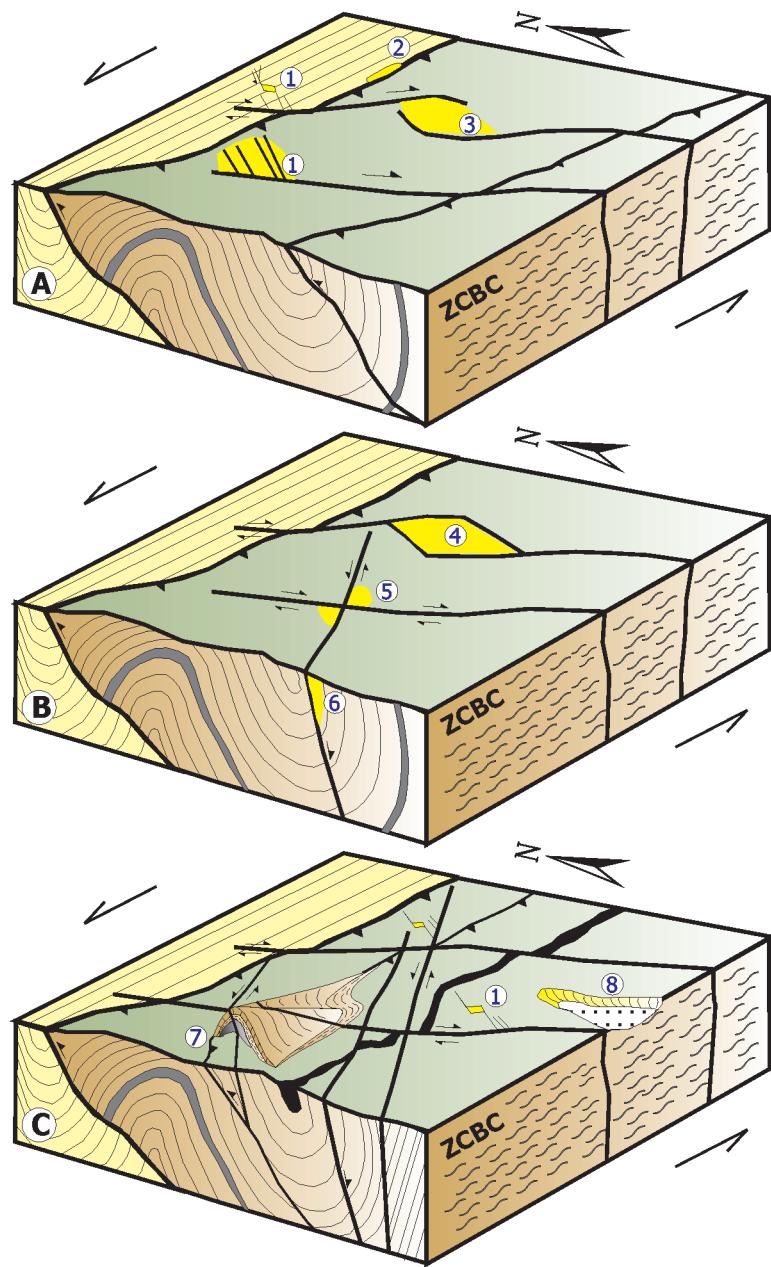


Foto 41. Ramificaciones (branching veins) de venas de orientación N20°E que conectan con venas N50°E (de mayor potencia) con mineralización de oro. La Perla de Aníbal (nº 70), distrito aurífero de La Codosera.



- A) 1.- Venas a alto ángulo, de orientación NE-SO a N-S con "pinnate veins" en terminaciones de fallas antitéticas y sintéticas
 2.- Mineralizaciones en cabalgamientos de orientación ONO-ESE, relacionadas con reactivaciones oblicuas (movimientos de desgarre)
 3.- En zonas de curvaturas o cambios de orientación entre solapes de fallas antitéticas (NO-SE)
- B) 4.- En pull-aparts o zonas de dilatación de carácter extensivo en fallas antitéticas (NO-SE) y sintéticas (NE-SO y ENE-OSO)
 5.- En zonas de extensión, en intersecciones de fallas de desgarre sintéticas y antitéticas
 6.- En zonas de extensión en los labios hundidos de fallas normales
- C) 7.- En zonas de charnela en pliegues de propagación (tipo "saddle-reefs"), relacionados con cabalgamientos
 8.- Mineralizaciones de tipo placer

Figura 24. Estructuras favorables en las que se puede localizar una concentración mineral aurífera en el área de La Codosera, Badajoz (modificado de Gumié y Campos, 2001 a).

- La **Manzana de Oro** (–69–, Tablas 7 y 8), labor romana (galería –Foto 42–) de orientación N30°E-N40°E, siguiendo la orientación de los filones, en los que se encontraron contenidos de hasta 9,2 g/t de Au.
- El **Cerro de Los Algarbes** (–61–, Tablas 7 y 8), con numerosas labores romanas siguiendo la orientación de filones de cuarzo aurífero, N60°E-N70°E buzando 80° SE y N150°E buzando 75° SE. Se han obtenido valores de oro en las venas que llegan hasta los 3,4 g/t de Au.
- **Matasiete** (–73–, Tablas 7 y 8), indicio constituido por un haz de venas de orientación principal NE-SO, que está relacionado con fallas de extensión conjugadas de dirección N40°E-N50°E, buzando 35°-40° al oeste y N20° E, buzando 85° al este (véase Foto 33).
- **La Portilla Larga** (–72–, Tablas 7 y 8) constituida por venas de extensión de orientación N20° E, buzando 75° O (Foto 43) que son venas pinnadas (“pinnate veins”) de las fallas sintéticas de orientación NE-SO. Estas fallas tienen planos que presentan varias generaciones de estrías (véase Foto 34); unas con buzamientos altos (etapa extensional) y otras con buzamientos subhorizontales (etapa de desgarre). A veces, se observan venas de cuarzo aurífero que se disponen como sigmoides en “relevo” (Foto 44) que corresponden a cizallas de tipo dúctil-frágil, también de orientación NNE-SSO (N20° E). La mineralización de oro rellena huecos en el cuarzo y también se encuentra oro primario en las redes de la arsenopirita.

Otros indicios pertenecientes al mismo tipo son los siguientes: Las Calzadas (51), Atalaya (52), Cañonera (53), Espinazo del Burro (54) y Navacio (79) en el sector central de La Codosera. Monteviejo (58-59-60), Casa de la Niña-Rovira (63), Portilla de los Bastos (64-65-66), La Centena (71-74) y el Filón Breña (75) en el flanco sur del Sinfo de La Codosera-Puebla de Obando (véase Mapa, Figura 23 y Tablas 7-8).

La paragénesis de todos estos yacimientos está constituida por arsenopirita, oro, pirita, cacoxyano, óxidos de hierro y escorodita, que se



Foto 42. Galería de orientación NE-SO siguiendo la orientación de los filones de cuarzo con mineralización de oro (N30°E-N40°E). La Manzana de Oro (nº 69), distrito aurífero de La Codosera.

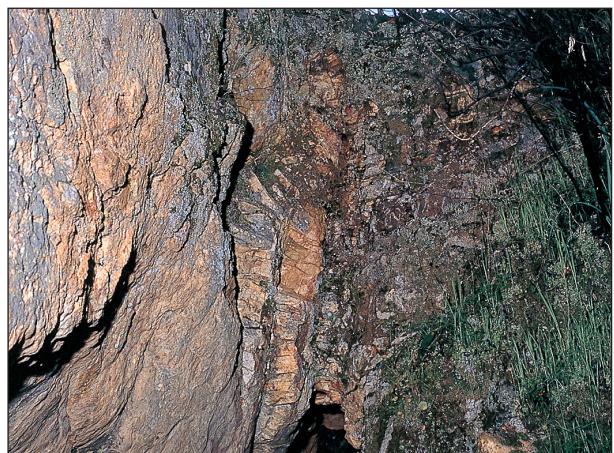


Foto 43. Venas de cuarzo aurífero de orientación N20°E, buzando 75° oeste, con brechificaciones. Mina La Portilla Larga (nº 72), distrito aurífero de La Codosera.



Foto 44. Sigmoides de venas de cuarzo aurífero con una disposición en “relevo” (en echelon), asociadas a cizallas de orientación NE-SO (N20°E) con movimiento sinistrolorso. Sector central del Sinfo de La Codosera.

forma a expensas del reemplazamiento de la arsenopirita. El oro generalmente se encuentra en la red de la arsenopirita, aunque a veces es posible observar oro nativo a simple vista, dependiendo del contenido, rellenando huecos en las venas de cuarzo (Foto 45).



Foto 45. Oro nativo rellenando huecos y cavidades en venas de cuarzo. Sondeo Codo 27 bis a 76 metros de profundidad. Monteviejo, La Codosera. (Tamaño del grano 1 mm).

En el flanco sur del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando, el patrón geométrico en “dominó” de las fallas tardihercínicas de orientación NO-SE (antitéticas) y su relación con las fallas NE-SO (sintéticas) de la cizalla sinistrorsa de orientación E-O que afecta a la zona (ZCBC), es muy importante en el control, desarrollo y localización de las estructuras mineralizadas en oro (Sanderson *et al.*, 1991; Gumié y Campos, 2001 a y b) siendo por tanto de gran interés en la prospectividad de la zona (véase capítulo 7.4 y Figura 13 A).

9.6.2. Mineralizaciones de oro asociadas a cabalgamientos y fallas inversas con reactivaciones tardías

El ejemplo más importante y representativo es la labor de El Peñón situada en el sector central-Jola, al norte de La Codosera (Figura 10 B).

El Peñón (–55–, Tablas 7 y 8) es una labor romana de considerable envergadura (300 metros en dirección, –Foto 46–) que sigue una vena de cuarzo de 30 cm de potencia con mineralización de oro de contenidos medios en torno a 2,15 g/t. La vena está asociada a un plano de cabalgamiento de orientación NO-SE ($N140^\circ$ E y buzamiento 48° SO) con claros signos de reactivaciones oblicuas posteriores (estrías subhorizontales etc.) debidas al movimiento de cizalla que afectó a toda la zona. Otros indicios de similares características pero de menor magnitud son los de El Chirriato (–56–, Tablas 7 y 8).

En el sector sur del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando y pertenecientes a este tipo hay que mencionar los que se encuentran asociados al cabalgamiento de La Breña (indicio La Mina 67-68, Tablas 7 y 8) y la mina El Moro (–76–, Tablas 7 y 8), consistente en una galería de orientación $N120^\circ$ E, siguiendo el “veining” de cuarzo aurífero asociado al cabalgamiento de La Breña.



Foto 46. Labor Romana de unos 300 metros en dirección, en la que se explotó una vena de cuarzo de 30 cm de potencia con contenidos en oro del orden de 2 g/t. La vena está asociada a un plano de cabalgamiento de orientación NO-SE. Labor “El Peñón” (nº 55) Valencia de Alcántara, Cáceres, en el sector central del Sinforme de La Codosera.

Tablas 7 y 8), consistente en una galería de orientación $N120^\circ$ E, siguiendo el “veining” de cuarzo aurífero asociado al cabalgamiento de La Breña.

La paragénesis de estos yacimientos es la misma que la del grupo anterior.

9.6.3. Indicios de oro asociados a “cizallas”: venas irregulares y mineralizaciones en zonas de charnela de pliegues (en “silla de montar” o “saddle-reef”)

El mejor ejemplo lo constituye la labor de Monteviejo (–57–, Tablas 7 y 8). En este caso, la mineralización de oro rellena espacios abiertos y reemplaza rocas favorables en la zona de charnela de un pliegue de dirección E-O con un eje inclinado 50° E (Foto 47). Las características geométricas de

estos pliegues (asimetría y vergencia) son congruentes con el sentido sinistrorso de la cizalla regional que afectó a la zona (ZCBC). La mineralización de oro, con contenidos comprendidos entre 1,5 y 6,5 g/t, se presenta en el cuarzo que ocupa la zona de la charnela del pliegue, en zonas brechoides de la misma y llenando microfracturas de extensión típicas de la zona de charnela.

La importancia de este tipo de mineralizaciones en el área aún no ha sido suficientemente valorada, por lo que cabe suponer que estas estructuras pueden tener interés desde el punto de vista de la exploración.

Otros ejemplos de mineralizaciones, en parte relacionadas con estructuras asociadas a cizallas, son el Cerro de los Algarbes (61), la Casa de la Niña-Rovira (63) y Matasiete (73) en el flanco sur del Sinfo de La Codosera-Puebla de Obando. Igualmente los indicios de Retuertas (96-97) localizados en la prolongación oriental del sector central del Sinfo de La Codosera-Puebla de Obando, al este del pantano de la Peña del Águila (véase Mapa, Figura 23 y Tablas 7 y 8).

9.6.4. Mineralizaciones auríferas tipo “placeres”

Sin duda al describir mineralizaciones auríferas de tipo “placer” destaca la labor romana de Barrancones (–62–Tablas 7 y 8) en el sector sur del Sinfo de La Codosera-Puebla de Obando. Se trata de una mineralización aurífera en un “paleoplacer” de probable edad Plioceno. El depósito está constituido por cantes de cuarcitas y pizarras en una matriz arcillosa rojiza rica en hierro (Foto 48). Los contenidos en oro son variables oscilando entre 0,2 y 2,1 g/t, lo que hace que su interés potencial pueda ser importante. Estos materiales se han interpretado como “debritas” (debris-flow) que forman abanicos aluviales, tratándose por tanto de sedimentos implicados en una dinámica fluvial de probable edad Plioceno-Pliocuaternario. La formación de estos depósitos estaría relacionada con las reactivaciones de las estructuras antiguas que se produjeron durante el Ciclo Alpino.

9.7. Mineralizaciones de Hierro

Los yacimientos de hierro que se encuentran en el área cartografiada son mineralizaciones estratiformes en las rocas del Paleozoico. En el



Foto 47. Labor minera, probablemente romana, en la que se explotó una mineralización de oro (con contenidos del orden de 6 g/t Au) en la zona de charnela de un pliegue de dirección E-O con un eje inclinado 50°E (mineralización “en silla de montar” o “saddle-reef”). Las características geométricas (asimetría y vergencia) son congruentes con el sentido sinistrorso de la cizalla que afecta a todo el flanco sur del Sinfo de La Codosera. Labor de Monteviejo (nº 57), distrito aurífero de La Codosera.



Foto 48. Mineralización aurífera en un “paleoplacer” de probable edad pliocena. Se trata de un depósito constituido por cantes de cuarcitas y pizarras en una matriz arcillosa rica en hierro. Los contenidos de oro son variables oscilando entre 0,2 y 2,1 g/t de Au. Barrancones (nº 62), distrito aurífero de La Codosera.

Ordovícico-Silúrico son las del sector central del Sinforme de La Codosera (Valdelacorba) y en el Devónico Superior en la Ahumada (Pajonales) y en Aliseda, ambas en el Sinforme del flanco norte de la estructura.

9.7.1. Mineralizaciones estratiformes de oligisto-hematites en alternancias de cuarcitas y pizarras del Paleozoico

Las mineralizaciones de hierro son de tipo estratiforme o estratoide y se presentan como diseminaciones e impregnaciones, principalmente de oligisto y hematites, a modo de “hierros bandeados” en las rocas del Paleozoico.

En las alternancias de pizarras y cuarcitas con algún nivel de areniscas del Ordovícico (–23– Mapa) destaca el indicio de Valdelacorba, San Vicente de Alcántara (–78–, Tablas 7 y 8). Se trata de una mineralización bandeadada de oligisto-hematites-limonita (tipo “hierros bandeados” –BIF–) de orientación NO-SE, que reemplaza niveles de areniscas y cuarcitas. La paragénesis está constituida por oligisto, hematites, limonita, goethita y pirita. Otro ejemplo del mismo tipo es el indicio de El Lomo del Espino (4) en las proximidades de Santiago de Alcántara.

En las alternancias de cuarcitas ferruginosas y pizarras (–25– Mapa) del Devónico Superior del Sinforme del flanco norte de la estructura, destacan las Minas de La Ahumada (–35–, Tablas 7 y 8) y Puerto Padilla (36), y en el Sinforme de Aliseda, las mineralizaciones de hierro próximas a Aliseda (38-39, Tablas 7 y 8). Igualmente se trata de impregnaciones de oligisto-hematites-goethita en las alternancias de pizarras y cuarcitas ferruginosas del Devónico Superior. A veces, se observan fallas inversas de bajo ángulo vergentes al norte, desplazando niveles de cuarcitas ferruginosas en las cercanías de las minas de Aliseda.

9.8. Pizarras grafitosas

9.8.1. Pizarras carbonosas y grafitosas del Silúrico (–25–)

Este indicio (–50– Tablas 7 y 8) situado en la Portilla de Jola, en las proximidades de Jola, está constituido por pizarras grafitosas y fue puesto en explotación como “carbón fresco” a comienzos del siglo XX, según información de antiguos mineros. En definitiva, se trata de pizarras carbonosas ricas en pirita y materia orgánica (black shales), en parte grafitosas, del Silúrico del sector central del Sinforme de La Codosera. El posible potencial de esta formación es que puede representar un “metalotecto” para pizarras grafitosas en la zona, no mencionado hasta el momento.

9.9. Minerales radiactivos

Al igual que sucede con las mineralizaciones de Sn-W, los principales yacimientos de uranio se encuentran la Zona Centroibérica del 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, en el área de estudio destaca la Mina de Valderrascón (María La Jara) en el Batolito de Alburquerque que tenía gran riqueza en pechblenda.

Son numerosos los indicios de uranio en este sector de Extremadura, de hecho, cualquier anomalía radiactiva ya representa un indicio, pero en el Mapa tan solo se han representado aquellos indicios en los que ha existido explotación, o que han sido objeto de exploración, llevada a cabo en su mayor parte por la J.E.N. y ENUSA.

Utilizando la clasificación propuesta por Arribas (1975) para los yacimientos españoles de uranio, en el sector Centro-Occidental de Extremadura los yacimientos e indicios de uranio pertene-

cen al tipo I, mineralizaciones no estratiformes, dentro del que se diferencian dos subtipos: 1a) mineralizaciones filonianas y 1b) de tipo masivo.

9.9.1. Filones de cuarzo-óxidos de uranio, a veces con fosforita, intragraníticos

Todos los yacimientos e indicios de uranio que hay en el área del Mapa que se presenta son filonianos. Se trata de filones y venas de cuarzo-óxidos de uranio intragraníticos, situados en el Batolito de Alburquerque y frecuentemente con fosforita acompañante en las paragénesis. Las orientaciones preferentes son marcadamente NE-SO y NNE-SSO ($N40^{\circ}E$ y $N20^{\circ}E$) con fuertes buzamientos y longitudes que generalmente no sobrepasan los 500 metros.

El más representativo es la Mina de Valderrascón o María La Jara (–89–, Tablas 7 y 8). Se trata de un haz filionario de dirección NE-SO, que encaja en granitos de dos micas, de grano medio y cantidades variables de moscovita y turmalina (–10– Mapa), atravesados por diques pegmoaplíticos. 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 Gallega-Valdehuelo (82), Badajoz 6^a-El Sabio (85) muy próxima a la mina de Tres Arroyos y situada en leucogranitos moscovíticos (véase Mapa y Tablas 7-8).

La mineralización primaria es pechblenda, acompañada generalmente de sulfuros de hierro (pirita, marcasita y melnikovita). Arribas (1962) diferenció 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 torbernitita, autunita y saleita principalmente.

Otros ejemplos de filones de cuarzo con óxidos de uranio y apatito son los de Pedro Negro (91-93), aunque a veces, hay haces de venas constituidos exclusivamente por cuarzo-apatito, como es por ejemplo el de orientación $N20^{\circ}E$ y buzamiento de 80° O (–92–). Otras mineralizaciones similares son las de Calderilla (90), Engorda (95) y Pozo del Hierro (94) constituidas por haces filonianos de idéntica orientación NE-SO, en los que coexisten el U y el P (véase Mapa y Tablas 7-8). A veces suele haber una caolinización posterior relacionada con la etapa hidrotermal uranífera.

TABLA 8

Yacimientos e indicios de minerales metálicos, no metálicos y radiactivos (Nºs de Hojas a escalas 1/200.000 y 1/50.000 del M.T.N. Cuadrícula U.T.M. -metros)

Nº	HOJA 200.000	HOJA 50.000	LOCALIDAD	X (UTM)	Y (UTM)	SUSTANCIA	NOMBRE DEL INDICIO /MINA/ GRUPO MINERO
1	50	674-675	Valencia de Alcántara	643500	4376650	Sb-Au	Mari Rosa
2	50	674-675	Valencia de Alcántara	642300	4376750	Sb-Au	Portoviejo (Santa Catalina)
3	50	674-675	Santiago de Alcántara	646700	4379800	Sb	Cuadillas de Barberillo
4	50	674-675	Santiago de Alcántara	651800	4383850	Fe	Lomo del Espino
5	50	674-675	Santiago de Alcántara	654450	4386800	Pb-Zn	La Avispa
6	51	676	Membrio	669900	4386850	Pb-Zn	Minas del Salor
7	51	676	Membrio	669850	4387100	Pb-Zn	Minas del Salor
8	51	676	Membrio	669750	4387150	Pb-Zn	Minas del Salor
9	51	676	Membrio	665150	4389600	Pb-Zn	Pareja
10	51	676	Membrio	665150	4391300	Pb-Zn	El Rivero
11	51	677	Brozas	688800	4388950	Pb-Zn	Santa Bárbara I
12	51	677	Brozas	689050	4389000	Pb-Zn	Santa Bárbara II
13	51	677	Brozas	690500	4387850	P	El Noque
14	51	677	Arroyo de la Luz	710650	4383800	W	La Calera
15	51	677	Arroyo de la Luz	711700	4381700	W	La Dehesilla
16	51	677	Arroyo de la Luz	708100	4375650	W	Valcajarillo
17	50	701	Valencia de Alcántara	642550	4371550	W	El Carrascal Oeste
18	50	701	Valencia de Alcántara	642600	4371500	W	El Carrascal Este
19	50	701	Valencia de Alcántara	649900	4367500	W	Cerro Peje
20	50	701	Valencia de Alcántara	652450	4368250	W	Los Barreiros
21	50	701	Valencia de Alcántara	653400	4365150	W-Sn	La Costa Oeste
22	50	701	Valencia de Alcántara	653500	4365100	W-Sn	La Costa Este
23	50	701	Valencia de Alcántara	654300	4364400	W-Sn	Las Tapias
24	50	701	Valencia de Alcántara	648600	4361250	P	La Barca
25	50	701	San Pedro	645750	4360350	P	La Vanda
26	50	701	San Pedro	646650	4357700	W	Santa Catalina
27	50	701	Las Huertas	648400	4356750	W	La Casualidad
28	50	701	Las Huertas	649050	4356300	W	La Postura
29	50	701	Valencia de Alcántara	649000	4361900	P	El Antruejo
30	51	702	Valencia de Alcántara	657550	4367000	Pb-Zn	Zamorano
31	51	702	Valencia de Alcántara	660550	4363900	Sn	La Pilarica
32	51	702	Valencia de Alcántara	663900	4361850	Sb	Mari Pepa (Las Costeras)
33	51	702	San Vicente Alcántara	675050	4357900	Sb	Covacha
34	51	702	San Vicente Alcántara	674150	4359950	Sb	Covacha norte
35	51	702	Alburquerque	682950	4360250	Fe	La Ahumada (Pajonales)

TABLA 8 (continuación)

Yacimientos e indicios de minerales metálicos, no metálicos y radiactivos (Nºs de Hojas a escalas 1/200.000 y 1/50.000 del M.T.N. Cuadrícula U.T.M -metros)

Nº	HOJA 200.000	HOJA 50.000	LOCALIDAD	X (UTM)	Y (UTM)	SUSTANCIA	NOMBRE DEL INDICIO /MINA/ GRUPO MINERO
36	51	702	San Vicente Alcántara	681100	4362250	Fe	Puerto Padilla
37	51	703	Aliseda	696150	4364950	P	El Caracol
38	51	703	Aliseda	698650	4365550	Fe	Aliseda sur
39	51	703	Aliseda	698600	4365750	Fe	Aliseda norte
40	51	703	Arroyo de la Luz	703800	4368200	Pb-Zn	La Pulgosa
41	51	703	Arroyo de la Luz	704750	4369650	Pb-Zn	El Añijón
42	51	703	Arroyo de la Luz	704650	4368250	Pb-Zn	Fuente los Perros
43	58	726	La Aceña	652550	4354900	W	El Asiento
44	58	726	La Aceña	652700	4354500	W	La Aceña la Borrega
45	58	726	La Aceña	654750	4354050	W	El Barreón
46	58	726	Alcorneo	656250	4354850	W	La Morera
47	58	726	Jola	652800	4351250	Pb-Zn	Mariñela I
48	58	726	Jola	652750	4350850	Pb-Zn	Mariñela II
49	58	726	Jola	652850	4350800	Pb-Zn	Barroca de la Tinta
50	58	726	Jola	652100	4350950	P.grafítosa	Portilla de Jola
51	58	726	Jola	653950	4350350	Au	Las Calzadas
52	58	726	Jola	654650	4349800	Au	Atalaya
53	58	726	Jola	655100	4350250	Au	Cañonera
54	58	726	Jola	655050	4350050	Au	Espinazo del Burro
55	58	726	Jola	655300	4349650	Au	El Peñón (Labor Romana)
56	58	726	Jola	655450	4349150	Au	El Chirriato
57	58	726	La Tojera	654450	4341250	Au	El Plegue (Monteviejo)
58	58	726	La Tojera	654850	4341250	Au	Monteviejo este
59	58	726	La Tojera	654550	4341150	Au	Monteviejo sur
60	58	726	La Tojera	654650	4341300	Au	Monteviejo norte
61	58	726	La Tojera	654200	4340900	Au	Cerro de los Algarbes
62	58	726	La Tojera	654800	4340650	Au	Barrancones
63	58	726	La Tojera	655500	4340300	Au	Casa de la Niña (Rovira)
64	58	726	La Tojera	652850	4341250	Au	Portilla de los Bastos sur
65	58	726	La Tojera	653050	4341450	Au	Portilla de los Bastos norte
66	58	726	La Tojera	652750	4341700	Au	Portilla de los Bastos oeste
67	58	726	La Tojera	654500	4342050	Au	La Mina (Breña este)
68	58	726	La Tojera	653750	4342450	Au	La Mina (Breña oeste)
69	58	726	La Tojera	653850	4342600	Au	La Manzana de Oro
70	58	726	La Tojera	654600	4342350	Au	La Perla de Aníbal

TABLA 8 (continuación)

Yacimientos e indicios de minerales metálicos, no metálicos y radiactivos (Nºs de Hojas a escalas 1/200.000 y 1/50.000 del M.T.N. Cuadrícula U.T.M. -metros)

Nº	HOJA 200.000	HOJA 50.000	LOCALIDAD	X (UTM)	Y (UTM)	SUSTANCIA	NOMBRE DEL INDICIO /MINA/ GRUPO MINERO
71	58	726	La Tojera	653950	4342700	Au	La Centena oeste
72	58	726	La Tojera	654300	4341750	Au	La Portilla Larga
73	58	726	La Tojera	656050	4340200	Au	Matasiete
74	58	726	La Tojera	654550	4343150	Au	La Centena galería
75	58	726	La Tojera	655650	4342450	Au	Filón Breña
76	58	726	La Tojera	653300	4343100	Au	Galería El Moro
77	59	727	San Vicente Alcántara	658200	4354550	W	María Silva (El Higueral)
78	59	727	San Vicente Alcántara	657150	4348850	Fe	Valdelacorba
79	59	727	San Vicente Alcántara	657800	4348450	Au	Navacio
80	59	727	La Codosera	659950	4340850	Sb-Mn	Casa del Borrego
81	59	727	Alburquerque	662100	4348450	Sb-Au	Santa Aurelia (Mayorga)
82	59	727	Alburquerque	664950	4353650	P,U	La Gallega-Valdehuelo
83	59	727	Alburquerque	664150	4348000	W,Sn,Li,Nb,Ta	Mantecona I
84	59	727	Alburquerque	664600	4347650	W,Sn,Li	Mantecona II
85	59	727	Alburquerque	665200	4347350	U,P	Badajoz 6 ^a El Sabio
86	59	727	Alburquerque	665500	4346850	Sn,Li,Nb,Ta	Tres Amigos (Tres Arroyos)
87	59	727	Alburquerque	665200	4339700	Sb-W	Químola (La Mariana)
88	59	727	Alburquerque	666000	4339400	Sb-W	Mina San Antonio
89	59	727	Alburquerque	671900	4348250	U	Vaiderrascón (Maria La Jara)
90	59	727	Alburquerque	673050	4350550	U,P	Calderilla
91	59	727	Alburquerque	676000	4348200	U	Pedro Negro norte
92	59	727	Alburquerque	675800	4348000	P	Pedro Negro
93	59	727	Alburquerque	675150	4347200	U,P	Pedro Negro sur
94	59	727	Alburquerque	680500	4346000	U,P	Pozo del Hierro
95	59	727	Alburquerque	679100	4344550	U,P	Engorda
96	59	728	Alburquerque	687750	4343050	Au	Retuertas norte
97	59	728	Alburquerque	687800	4342950	Au	Retuertas sur
98	59	751	La Roca de la Sierra	701500	4333900	Pb-Zn	Mina Curra

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.

Respecto al presente y futuro inmediato, la minería extremeña en cuanto a rocas se refiere, podría fundamentarse por una parte, en las rocas ornamentales; como el granito, el mármol, y las pizarras en sus diferentes variedades y por otra, en las rocas industriales; como áridos naturales y de machaqueo y en minerales industriales como arcillas, pizarras sericíticas, tierras raras, andalucita, cuarzo y feldespato (Junta de Extremadura 1992).

En la zona cartografiada hay que destacar, aparte de los granitos y las pizarras que son de gran importancia, otros materiales como pizarras sericíticas, mármoles y calizas, diabasas y rocas silíceas, así como minerales; cuarzo, feldespato, y andalucita (Figura 25 y Tabla 12).

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, pero 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 de Extremadura, véase capítulo 9).

Se presenta un listado de explotaciones e indicios (Tabla 12 y Figura 25) donde figura el número de referencia, la situación en las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escalas 1:50.000 y 1:200.000, para su rápida y fácil localización, y por último la sustancia de que se trata, su nombre y utilización.

10.1. Rocas Industriales

10.1.1. Granitos

Uno de los rasgos geológicos más característicos de Extremadura es la profusión de los plutones graníticos aflorantes, que determinan cuatro alineaciones que de norte a sur son las siguientes:

- Unidad de Sierra de Gata-Sistema Central-Navalmoral
- Unidad de Extremadura Central
- Unidad Granítica de Alburquerque-Mérida-La Serena
- Unidad de Olivenza-Zafra-Monesterio

La zona de estudio en cuanto a granitos, comprende parte de la Unidad de Extremadura Central con los afloramientos graníticos de Brozas y Arroyo de la Luz y la Unidad de Alburquerque-Mérida-La Serena con los afloramientos de los plutones graníticos correspondientes a los intrusivos de Alburquerque, Villar del Rey y La Roca de la Sierra entre otros.

El área de Valencia de Alcántara-Alburquerque constituida por el Batolito de Alburquerque presenta granitos porfídicos de grano fino a grueso con colores entre el gris oscuro y el blanco, y también aparecen términos más granodioríticos. La fracturación de los afloramientos no es muy intensa y tiene un valor ornamental aceptable, se comercializan las variedades de “Gris Perla”, “Gris Miel” y “Dorado Perla”. La facies de dos micas de grano fino y los moscovíticos presentan un interés ornamental bajo y son utilizados fundamentalmente como áridos.

El área de Villar del Rey-La Roca de la Sierra incluye los afloramientos graníticos de estos dos Macizos, en Villar del Rey se presentan en forma de bolos de gran tamaño o lisos de medianas dimensiones, y dominan los granitos biotíticos de grano grueso y coloración gris, con escasa fracturación, comercializándose la variedad “Rosa Villar” de alto valor ornamental.

Por el contrario, los granitos de La Roca de la Sierra se encuentran intensamente fracturados y el tipo predominante es el granito biotítico de grano grueso a medio de color gris claro. Al este de la población se encuentra una red de diques de gabros de color negro verdoso y grano fino que se han catalogado como “Negro La Roca”.



Foto 49. Frente de explotación de la cantera “Rosa Villar” (nº 108), Villar del Rey (Badajoz).

A pesar de que la extensión cubierta por los afloramientos de granitoides dentro del Mapa es considerable, solo existe una explotación activa, aunque si se han identificado varios puntos donde ha habido extracción, como roca para áridos de machaqueo y como roca ornamental en bloques.

La cantera activa corresponde a una explotación de bloques de roca ornamental (Foto 49) situada en el Plutón de Villar del Rey (índice nº 108 –Tabla 12–) sobre un granito biotítico de grano grueso porfídico, con grandes megacristales de feldespato rosado de 4 a 7 cm (véase Foto 22), a veces orientados, zonados y con coronas de reacción. Presenta ocasionalmente enclaves básicos microgranudos y de granito biotítico de grano fino, porfídico con los megacristales rosados, probablemente una facies de borde del mismo plutón.

La mineralogía predominante está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y anfíbol y como accesorios presenta circón, apatito, esfena, minerales opacos, sericita y clorita (C.G.S., 1992).

Además de esta cantera activa, dentro del mapa hay numerosos puntos donde se extrajo granito en el pasado, con usos diversos: áridos de machaqueo, piedra de cantería, bloques para aserrado etc.

El índice nº 109 es una cantera abandonada desde septiembre de 2000 (Foto 50) situada en el Batolito de Alburquerque, de bloques de granito biotítico con moscovita, turmalina y cordierita de color gris claro, de grano muy grueso y porfídico. Los megacristales de feldespato, de hasta 6 cm de

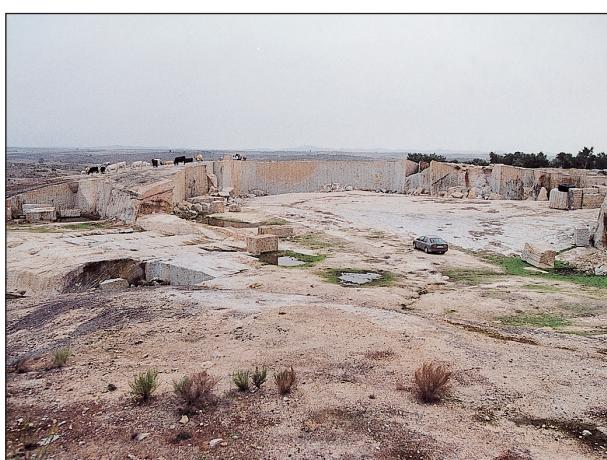


Foto 50. Aspecto general de la cantera del granito “Dorado Perla”, (nº 109, Tabla 12) Alburquerque, Badajoz.

tamaño y con bordes difuminados, no orientados, hacen que tenga un porfidismo no demasiado acusado.

Petrográficamente, se han identificado (C.G.S., 1992) como minerales principales cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita, cordierita y moscovita y como accesorios, turmalina, andalucita, circón, apatito, corindón, sillimanita, rutilo, leucoxeno, xenotima y minerales opacos.

El granito tiene enclaves básicos microgranudos (gabarros –Foto 51–), xenolitos de corneanas y esquistos, de granodiorita con megacristales, de leucogranitos de grano medio y también se observan diferenciados magmáticos pegmatoides. Es frecuente la presencia de sulfuros, tanto en los enclaves como en el granito, que están en general oxidados y presenta algunas estructuras de flujo sub-verticales, no muy frecuentes, tales como “schlieren” biotíticos y orientación de enclaves.

La variedad comercial que se explotó, actualmente casi agotada, se denomina “Dorado Perla” y corresponde a la zona superior de alteración del granito, teñida de un color amarillento-rojizo por los óxidos de hierro procedentes de la descomposición meteórica de los sulfuros (Foto 51). Se observa en el frente de la cantera abandonada como el color del granito cambia hacia gris en las partes más bajas.

En el paraje del arroyo Alpotrel, al SE de Valencia de Alcántara (índice nº 110 –Tabla 12–), se encuentra una gran cantera abandonada de granito, que se utilizó como árido de machaqueo en la construcción de la presa de Cedillo y probablemente, también para carreteras y balasto en el ferrocarril.

Corresponde a una zona apical del Plutón de Alburquerque. Se trata de un granito de dos micas, con cordierita accesoria, de grano medio en el cual existen enormes fragmentos del encajante corneanizados como “roof-pendants” (véase Foto 18) aunque otros datos apuntan a que se trata de un cuerpo consolidado a baja presión, con la presencia de abundantes cavidades miarolíticas no llenas.

Como es corriente en los granitos de dos micas, no parece ser un árido de calidad. Además, la presencia de xenolitos de corneanas con sulfuros desaconseja su uso en hormigones.

10.1.2. Pizarras

Los materiales pizarrosos son muy abundantes en la Comunidad Autónoma de Extremadura, con gran variedad litológica, encontrándose numerosas canteras y “rascaderos” dispersos que por lo general son gruesas, toscas y exfolian con dificultad por lo que no son apropiadas para su uso ornamental.

En la actualidad únicamente los niveles pizarrosos del Devónico Superior presentan interés, con la única explotación en activo de toda la zona.

Las pizarras de la zona de Villar del Rey se encuentran en el área de transición entre la ZCI y la ZOM, en la Unidad Gévora del Devónico Superior, dentro del flanco sur del Sínforme de La Codosera-Puebla de Obando, y concretamente



Foto 51. Enclaves y oxidaciones dispersos en el granito “Dorado Perla”, (nº 109, Tabla 12) Alburquerque, Badajoz.



Foto 52. Panorámica de la explotación a cielo abierto de Pizarras de Villar del Rey (nº 111, Tabla 12), Badajoz. La explotación de pizarras está situada en el complejo volcánico-sedimentario del Devónico Superior, constituido por pizarras y diabasas interestratificadas (26 del Mapa).

en la serie volcano-sedimentaria (–26– Mapa) en donde la dirección predominante de las estructuras es NNO-SSE.

Se han utilizado para fabricar placas para cubiertas, desde al menos el Siglo XVII (Lombardeiro 1988), concretamente en la finca El Bodonal (indicio nº 111 –Tabla 12–) existe una gran explotación activa de pizarras (Foto 52), que aprovecha los niveles inferiores del Devónico Superior.

Este yacimiento fue estudiado en la década de 1980 por el IGME (Fresno et al., 1985) y la serie explotable, situada hacia la base de la unidad, consiste en una formación muy monótona de pizarras grises y negras compactas, en la que se intercalan localmente capas de arenisca de poca potencia. Son frecuentes los tramos en los que existe una alternancia de láminas pizarrosas y arenosas muy finas, que constituyen el estéril. En total, el “paquete explotable” tiene unos 100 metros de potencia, incluyendo los tramos estériles.

Tienen las siguientes características físico-mecánicas:

- Peso específico aparente 2,71 g/cm³
- Coficiente de absorción de agua 2,7 %
- Resistencia a la flexión 30-40 Mpa
- Contenido en carbonatos 0,5 %

Además de esta explotación, existen otros indicios de pizarras que en su momento se consideraron interesantes de cara a la explotación, como “Las Canteras”, “La Quebrada” y “La Roca de La Sierra”, situados todos entre Villar del Rey y La Roca de la Sierra, al norte de la carretera que une ambas localidades.

120

10.1.3. Calizas y Mármoles

Las calizas aparecen repartidas por toda la geografía extremeña y los afloramientos más importantes son de edad Precámbrica, Cámbrica, Devónica o Carbonífera.

Las formaciones de calizas y mármoles dentro del área abarcada por el Mapa no son numerosas. En la zona de estudio existen tres áreas diferenciadas, la primera corresponde a la zona de Aliseda-Sierra de San Pedro, en la que se localizan calizas para la industria química dada su localización y afloramiento.

La segunda se localiza en Villar del Rey-La Roca de la Sierra y la tercera en la zona de La Codosera en donde los niveles calizos existentes tienen poca potencia y continuidad lateral, apareciendo fuertemente fracturados y/o marcadamente estratificados y son empleados como áridos en las carreteras o en la fabricación de cal.

Desde el punto de vista industrial, las calizas (–29– Mapa) del Carbonífero Inferior (indicio nº 105) del sur y sureste de Aliseda fueron estudiadas por Fresno et al., (1989), y su estudio incorporó la cartografía geológica, la perforación de sondeos y el análisis de muestras. Los resultados analíticos de este estudio se resumen en la tabla 9 y según ellos estas calizas son aptas para la fabricación de cemento y cal, para las industrias del papel, refinado de azúcar, desulfuración de gases y como corrector de suelos agrícolas.

Las calizas del flanco sur del Sinforme de La Codosera-Puebla de Obando, son las calizas de San Antonio (–26 a– Mapa). Los resultados analíticos de algunas muestras tomadas al sur de Alburquerque (muestra 7) y al oeste de La Roca de la Sierra (muestras 13 y 16), se reproducen en la tabla 9.

Otra formación calcárea que se utilizó para la fabricación de cal es la del Devónico Inferior de la Sierra de La Calera (–24 a– Mapa), al NO de La Codosera (Indicio nº 106 –Tabla 12–), cuya analítica es la de la muestra 6 de la tabla 9. Este mármol, de color crema claro con tonos castaños, es vistoso y tiene buena aptitud al pulido, por lo que podría tener interés como roca ornamental, posibilidad que aún no ha sido estudiada.

TABLA 9
Resultados analíticos de muestras de calizas y mármoles

Nº M	ANÁLISIS QUÍMICO							R.I	Ctot	D		Rcal	Alc
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	P.p.c.			%<1mm	%<10mm		
15	2,15	0,65	6,90	49,9	0,72	0,07	42,6	1,25	90,57	1,11	4,39	438	
16	1,50	0,96	0,24	54,8	0,72	0,32	43,7	0,10	99,32	0,90	2,52	476	0,14
17	1,30	0,80	6,60	50,0	1,50	0,07	43,0	0,50	92,39	0,36	0,77	445	0,14
18	1,20	1,30	0,24	52,5	1,40	0,12	44,0	0,60	96,64	0,34	1,16	437	0,22
19	1,60	1,80	0,16	53,3	1,20	0,24	43,6	0,70	97,65	0,52	2,02	385	0,18
79	0,80	2,30	0,60	49,8	0,24	0,30	44,1	0,40	89,39	0,32	1,58	431	0,20
80	4,80	0,12	0,12	51,0	0,17	0,37	42,1	3,60	91,39	0,42	1,99	412	0,14
81	2,10	0,12	0,08	51,7	0,51	0,13	43,8	0,88	93,35				
6	0,95	0,24	0,16	55,1	0,21	0,14	43,5	0,25	98,79	0,61	4,87	229	0,16
7	10,2	1,50	2,30	28,2	16,2	0,26	43,2	1,70	84,23				
13	4,15	0,10	0,50	48,5	0,01	0,25	41,0	5,05	86,59	2,56	4,63	302	
14	5,65	0,75	7,75	43,9	5,90	0,10	44,1	1,75	90,70				

Nº M = Número de muestra, R.I = Residuo insoluble, Ctot = Carbonatos totales, D = Decrepitación, Rcal = Reactividad a la cal y Alc = Alcalinidad.

10.1.4. Diabasas

Los cuerpos de diabasa que se encuentran dentro del Mapa, son las diabasas intercaladas en las pizarras del Devónico Superior (27), las pertenecientes al Complejo de Brozas-Membrio (3) y las que intruyen a lo largo de la falla de Plasencia (3a) pertenecientes a grupos genéticos diferentes (véase Mapa y capítulos 4.2.10, 4.2.11 y 4.2.12).

Las diabasas suelen utilizarse como árido de calidad (recibiendo el nombre de ofitas), debido a su gran resistencia al desgaste y tenacidad. Sin embargo, no hay ni ha habido, explotación importante de ofitas en la zona, debido al alto grado de alteración que generalmente presentan.

En los casos en los que la alteración no es tan fuerte, se explota como roca ornamental, perteneciendo al grupo comercial de los “Granitos Negros” (véase Foto 23). En este sentido existen pequeñas explotaciones en la zona comprendida entre Villar del Rey y La Roca de la Sierra (Foto 23), en las diabasas del Devónico Superior.

De las pequeñas explotaciones existentes, solamente una de ellas trabaja de forma habitual (Indicativo nº 107 –Tabla 12–), que explota una roca con unas características físico-mecánicas excepcionalmente buenas (C.G.S. 1992):

- Peso específico aparente 3,04 g/cm³
- Coeficiente de absorción de agua 0,05 %
- Resistencia a compresión 205 Mpa
- Resistencia a flexión 30 Mpa
- Resistencia al desgaste por rozamiento 0,089 mm
- Resistencia al impacto 105 cm
- Coeficiente de heladidad 0 %

10.1.5. Rocas silíceas

Entre las rocas silíceas se incluyen los yacimientos pertenecientes a varios litotipos, que van desde cuarcitas a gravas y arenas aluviales con alto contenido en sílice, Crespo y Valverde (1994), algunos de los cuales han estado en explotación en el pasado, aunque actualmente están todos abandonados.

Las cuarcitas representan una litología muy difundida a lo largo de toda Extremadura, y en la zona de estudio se sitúan en estrechos sinformes enmarcados por la Cuarcita Armoricana, la cual está escasamente explotada, únicamente ha sido utilizada en ocasiones como árido de machaqueo.

En el paraje Los Lapones al norte de Valencia de Alcántara (indicio nº 112 –Tabla 12–) existe una cantera abandonada y parcialmente restaurada sobre la cuarcita, habiéndose explotado para áridos los bancos masivos (unos 40 metros de potencia en total), pero en una disposición estructural desfavorable (buzamiento de 60° al SO).

También se conocen explotaciones abandonadas de pequeña entidad al NE de La Codosera (indicio nº 113 –Tabla 12–), para áridos. En la misma zona, los niveles cuarcíticos del Devónico Inferior (24) y las areniscas del Silúrico (23) de la vertiente SO de la Sierra del Naranjal también fueron estudiadas para áridos y como roca en lajas para piedra de cantería.

La cuarcita del Ordovícico Superior también se muestreó en la Sierra de San Pedro cerca de la estación de Herreruela (indicio nº 114 –Tabla 12–), con el resultado de ser una cuarcita bastante pura (95,25% de SiO_2).

Las arenas y gravas se encuentran asociadas normalmente a los depósitos aluviales de los ríos principales y sus afluentes, como sucede en las proximidades de Badajoz en relación con los depósitos del Río Guadiana, bien a sedimentos pliocuaternarios como las Rañas o cuaternarios relacionados con la alteración de materiales graníticos o el desmantelamiento de grandes relieves. Ocasionalmente, se han explotado las escombreras de estériles procedentes de los lavaderos de minas de estaño en las proximidades de Malpartida de Cáceres, fuera del Mapa que aquí se presenta.

En la zona de estudio existe una zona relacionada con los aluviales del río Salor como posible fuente de áridos naturales silíceos y otra situada a 6 km. al NE de Aliseda, en la carretera que la une con la de Brozas (indicio nº 116 –Tabla 12–).

10.1.6. Arcillas sericíticas

La existencia de arcillas sericíticas dentro de la zona cartografiada es conocida desde hace muchos años, aunque a veces han sido confundidas con talco. De todos los indicios conocidos, únicamente han sido explotados en el pasado los que se sitúan al sur de La Codosera, en la denominada Sierra de Matasiete.

Estas arcillas son producto de la alteración meteórica o hidrotermal a muy baja temperatura de materiales pizarrosos paleozoicos con un alto contenido en alúmina, dando incluso bolsones de arcillas blancas, que han debido utilizarse para cerámica y como tierras de batán, tal como queda reflejado en la toponimia de varios parajes: Casa del Barrero, Puerto del Batán.

La explotación más importante, actualmente abandonada, está situada en el paraje La Tojera (indicio nº 103 –Tabla 12–), en el que la arcilla sericítica blanca se encuentra muy mezclada con pizarra parcialmente alterada e incluso con zonas sin alterar, por lo que la explotación era selectiva, muy costosa y complicada.

10.2. Minerales Industriales

10.2.1. Cuarzo

Existen numerosos, aunque dispersos diques de cuarzo en la zona de estudio con desigual importancia y con potencias, longitudes y características diferentes. La abundancia de rocas ígneas y metamórficas hace que su presencia sea frecuente con entramados complejos y por lo general suelen carecer de interés industrial.

Del campo de diques de cuarzo existentes al sur de San Vicente de Alcántara, en el paraje de Casas del Ventero, Crespo y Valverde (1994), estudian el dique más voluminoso (indicio nº 115

–Tabla 12–), de 3,4 km de longitud y 2 metros de potencia media, cuya riqueza en sílice es del 98,90%, estimándose unos recursos de aproximadamente 300.000 m³.

10.2.2. Andalucita

La andalucita es un silicato alumínico y en Extremadura se han detectado pequeños indicios. Dentro del área que abarca el Mapa se localizaron una serie de indicios (Fresno 1997), de escaso interés industrial, pero que merecen ser citados ya que se han realizado algunos análisis sobre muestras tomadas en ellos.

Los indicios nº 99 y nº 100 (Tabla 12), situados en la zona de Brozas están localizados en la aureola de metamorfismo de contacto que produce el plutón sobre el Alogrupo Domo Extremeño (CEG) y en la que se desarrolló biotita, andalucita y cordierita. En el campo se observa una típica facies de borde muy próxima al contacto, con turmalina y un mosqueado milimétrico debido a seudomorfos de andalucita completamente transformados a sericitita. La analítica correspondiente a estos indicios se refleja en la Tabla 10.

TABLA 10
Ánálisis químicos (elementos mayores) de los indicios 99-102 de andalucita

Nº INDICIO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PPC
99	64,30	17,17	6,34	0,03	1,75	0,09	1,32	3,59	0,83	0,13	4,40
100	74,60	12,18	4,20	0,02	1,28	0,21	1,22	2,11	0,74	0,06	3,9
101	54,11	21,26	1,42	0,00	5,98	1,53	0,92	4,59	0,60	0,05	9,53
102	60,82	19,49	5,90	0,02	10,54	0,13	0,65	3,75	1,10	0,11	6,48

El Batolito de Alburquerque también desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto de 1 km de anchura aproximadamente, sobre pizarras ordovícicas y silúrico-devónicas, con andalucita, biotita y cordierita, en los alrededores de la localidad de Alburquerque. En esta zona se analizaron dos muestras (indicios 101 y 102 –Tablas 10 y 12–), observándose que la perdida por calcinación (Ppc) es relativamente alta, lo que puede indicar la alteración de la andalucita a sericitita.

10.2.3. Feldespato

Los antecedentes sobre la investigación de feldespato en Extremadura no son numerosos y están recopilados en el trabajo de Coullaut et al., (1996). La mayoría de indicios se refieren a rocas filonianas tipo pegmatita y aplita. Dentro de la superficie abarcada por el Mapa, solamente se refieren dos indicios, que se refieren a sendos campos filonianos.

El indicio nº 86 (capítulo 9, Tablas 7 y 8), corresponde con la Mina de Tres Arroyos situada a 7 km al ONO de Alburquerque. Se trata de un campo filionario inyectado en el Alogrupo Domo Extremeño, en el que los filones se disponen tendidos, con una dirección hercínica (oscila entre N120°E y N150°E). La mineralogía básica de los filones incluye cuarzo, albita, moscovita y turmalina. Los análisis químicos de los que se dispone se reflejan en la Tabla 11, en la que se observa que los contenidos en álcalis están bastante alejados de lo que se considera un feldespato comercial (álcalis >12%, alúmina >18%), por lo que sería necesario triturar la roca y concentrar el mineral y el coste del proceso haría inviable la explotación por competencia con otros yacimientos.

En el indicio nº 104 (Tablas 11 y 12) localizado en el paraje Casa de los Piñeros a 10,5 km al NO de Membrio se encuentran cantos dispersos de pegmatita feldespática. Como puede verse en la tabla 11, en ambos indicios los contenidos en álcalis están bastante alejados de lo que se consi-

TABLA 11
Ánálisis químicos (elementos mayores) de los indicios 86 y 104 de feldespato

Nº INDICIO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O + Na ₂ O	Fe ₂ O ₃	CaO
86	64,3	19,7	10,51	0,47	0,03
86	70,6	17,1	6,58	0,11	1,63
104	67,0	15,3	6,14	3,77	0,57

dera un feldespato comercial, por lo que sería también preciso triturar la roca y concentrar el mineral. En nuestra opinión, el costo del proceso haría inviable la explotación por competencia con otros yacimientos de arenas feldespáticas principalmente.

No se han encontrado antecedentes en la bibliografía sobre indicios de arenas feldespáticas, sin embargo, la extracción de feldespato de arenas eólicas y de regolitos de granitos es común. Se han observado importantes concentraciones de cristales de feldespato en los jabres del granito de Garrovillas, en la esquina NE del Mapa, que podrían tener interés. Este tema aunque está insuficientemente estudiado, al igual que sucede con el resto de las arenas de alteración de los granitos con megacristales de feldespato (por ejemplo, en los de Alburquerque y Villar del Rey), si puede tener interés potencial en un futuro próximo.

124

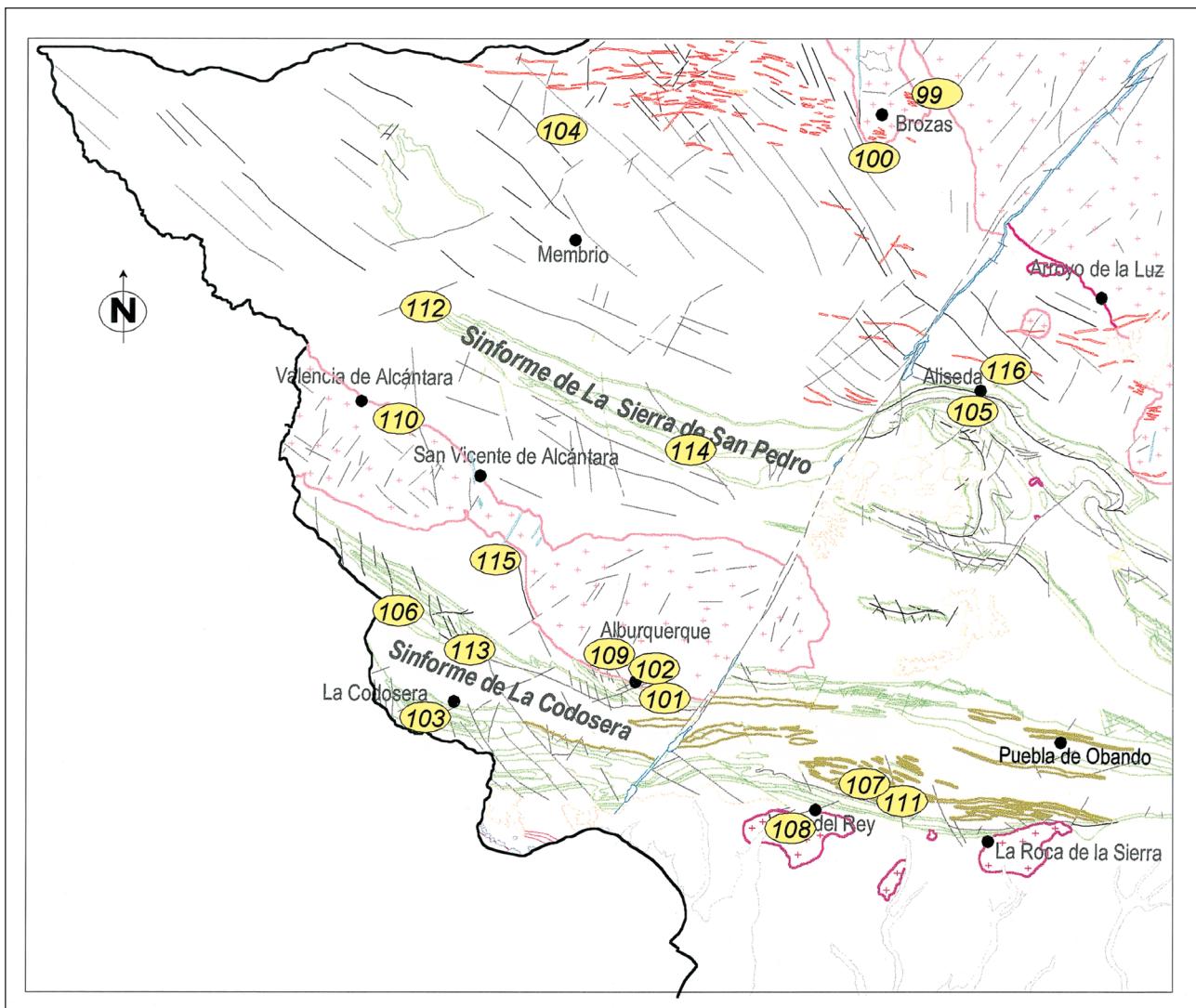


Figura 25. Situación de los yacimientos de rocas y minerales industriales en la zona de estudio.

10.2.4. Gemas y minerales gemológicos

El Macizo Hespérico es con diferencia el dominio tectónico con mayor potencial gemológico de España y en Extremadura la existencia de indicios es frecuente (casi un 20% de la producción total –Junta de Extremadura, 1993) y variada. Los ambientes genéticos favorables para la existencia de minerales-gema en Extremadura son: pegmatitas con fenómenos de greisenización, filones hidrotermales en granitoides, zonas de alteración supergénica en filones y depósitos con diferentes mineralizaciones metálicas, o aureolas de metamorfismo en pelitas y skarns.

Dentro del área cartografiada se localizan dos indicios de minerales de interés gemológico (Junta de Extremadura, 1993). El primero de ellos es la antigua Mina Tres Arroyos, ya citada en el apartado relativo al feldespato (indicio nº 86, capítulo 9 –Tabla 8–) y el segundo, está en las antiguas Minas de fosforita de El Caracol en Aliseda (indicio nº 37, capítulo 9 –Tabla 8–), a unos 3 km al SO de esta localidad.

La Mina de Tres Arroyos está situada cerca del contacto entre los materiales del Alogrupo Domo Extremeño y el Batolito de Alburquerque, en ella se extraía feldespato con lepidolita para uso industrial, ya que constituye un buen material cerámico. En los metasedimentos del Alogrupo Domo Extremeño intruyen un haz de filones pegmoaplíticos, con direcciones predominantes N120°E-N150°E, buzamientos suaves y 0,5-2 metros de potencia.

Los diques pegmoaplíticos contienen albita-lepidolita, ambligonita, moscovita, cuarzo, topacio, casiterita y columbita tantalita, y esporádicamente espodumena. Los contenidos de Li_2O varían entre 0,6 y 0,9% (Gallego, 1992). Algunas masas de lepidolita y de lepidolita-albita son de un color violeta muy vistoso y tienen tenacidad suficiente para ser lapidadas.

El aprovechamiento gemológico de los apatitos está ligado a la explotación de las fosforitas, en este sentido cabe destacar las antiguas Minas de fosforita de El Caracol en Aliseda que presentan una asociación caliza-fosfato en materiales Carboníferos (–29– Mapa) con lentejones de liditas (sílex negro o “piedra de toque” de los joyeros) intercaladas, que presentan dibujos o trazos de cierta vistosidad. También se puede citar el indicio de Pedro Negro (indicio 92, véase la Tabla 8 y el capítulo 9) en la carretera de Alburquerque a Herreruela en el que se observa un filón de cuarzo-apatito en el que el apatito tiene tonos verdosos y azulados.

TABLA 12
Indicios y explotaciones de minerales y rocas industriales. (Nº de Hojas 1:50.000 y 1: 200.000 del M.T.N. Coordenadas UTM en metros.

Nº	Nº HOJA 1:200.000	Nº HOJA 1:50.000	TÉRMINO MUNICIPAL	X (UTM)	Y (UTM)	SUSTANCIA	NOMBRE	OBSERVACIONES
99	51	677	Brozas	693.300	4.387.900	Andalucita	Brozas	Indicio
100	51	677	Brozas	691.450	4.364.000	Andalucita	Brozas	Indicio
101	59	727	Alburquerque	674.350	4.341.250	Andalucita	Alburquerque	Indicio
102	59	727	Alburquerque	673.250	40341.940	Andalucita	Alburquerque	Indicio
103	59	726	La Codosera	653.800	4.3480.800	Arcilla sericitica	La Tojera	Abandonada
104	51	676	Membrio	664.820	4.387.470	Feldespato	Casa de los Piñeros	Indicio. Cantos sueltos de pegmatita
105	51	703	Aliseda	697.250	4.364.500	Caliza	Aliseda	Indicio Caliza carbonífera
106	59	726	La Codosera	655.500	4.346.900	Mármol	La Calera	Abandonada. Caliza devónica
107	59	750	Villar del Rey	692.600	4.334.275	Diabasa	Negro Villar	Diabasa devónica
108	59	750	Villar del Rey	685.310	4.331.760	Granito	Rosa Villar	En actividad
109	59	727	Alburquerque	670.350	4.345.500	Granito	Dorado Perla	Inactivo
110	51	701	Valencia de Alcántara	654.700	4.362.000	Granito	Arroyo Alpotrel	Inactivo. Utilizado como árido en la presa de Cedillo
111	59	751	Villar del Rey	692.500	4.334.500	Pizarra	El Bodonal	Explotación activa
112	51	701	Valencia de Alcántara	654.580	4.371.695	Cuarcita	Los Lapones	Inactivo. Cantera de áridos.
113	59	727	Alburquerque	661.300	4.346.500	Cuarcita	Sierra del Naranjal	Indicio
114	51	702	Herreruela	680350	4.362.300	Cuarcita	Estación de Herreruela	Indicio. Cuarcita Ordovícico superior
115	51	727	S. Vicente de Alcántara	662.350	4.354.000	Cuarzo	Casas del Ventero	Indicio
116	51	703	Aliseda	694.300	4.370.100	Grava silícea	Río Salor	Abandonado. Aluvial

III. BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, B. (1990):** Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba. *Tesis Doctoral, Univ. Del País Vasco*, 430 p.
- ÁBALOS, B. y EGUILUZ, L. (1989):** Structural analysis of deformed early lineations in blay-quartzites from the central Badajoz-Córdoba Shear Zone (Iberian Variscan Fold Belt). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 95-102.
- ÁBALOS, B.; GIL IBARGUCHI, J. I. y EGUILUZ, L. (1991):** Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain. *Tectonophysics*, 199: 51-72.
- AIZPURÚA, J.; GUMIEL, P. y PINEDA, A. (1982):** Introducción a los yacimientos de fosfato del Macizo Ibérico meridional. *Bol. Geol. Min.*, 93(5): 390-414.
- ALÍA, M. (1963):** Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. Soc. Esp. de Hist. Nat. (G)*, 61: 247-262.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; FELGUEROSO, C. y QUINTERO, I. (1962):** Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. Geol. Min.*, 83: 193-327.
- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLÉ, F. J. (1988):** Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cárnicos en la mitad suroriental de la Zona Centroibérica. *II Congreso Geol. de España SGE*, I: 19-22.
- AMOR, J. M.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; GARCÍA PORTERO, J.; GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO, S.; ORTEGA, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1983):** Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 809 Tirteafuera. IGME.
- ANTÓN-PACHECO, C. y GUMIEL, J. C. (1991):** Multispectral analysis and digital classification of Landsat Thematic Mapper Data. En: *Development of new multi-disciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the western Iberian Peninsula*. Gumié, P. Antón-Pacheco, C. y Campos, R. (eds.) *Publicaciones especiales del Bol. Geol. Min.*: 67-86.
- ANTÓN-PACHECO, C.; ROWAN, L. C.; PAYÁS, A.; GUMIEL, P.; BEL-LÁN, A. y KINGSTON, M. J (1985):** Detección de aureolas de metamorfismo de contacto mediante imágenes Landsat Thematic Mapper y Daedalus Airbone Thematic Mapper. Casos de aplicación en dos áreas de Extremadura Trujillo - Plasenzuela (Cáceres) y San Nicolás Valle de la Serena (Badajoz). *Bol. Soc. Española de Mineralogía*, 10(1): 49-50.
- ANTÓN-PACHECO, C.; ROWAN, L. C.; PAYÁS, A.; BEL-LÁN, A.; KINGSTON, M. J.; RIAZA, A. y BIRCKEY, D. W. (1988):** The use of supervised Bayesian classification on Landsat Thematic Mapper data to map contact metamorphic rocks around the Trujillo and Plasenzuela plutons, Extremadura, Spain. *II European Workshop on Remote Sensing in Mineral Exploration. CEE, EUR, 11317, EN-FR*: 469-492.

APALATEGUI, O.; EGUILUZ, L. y QUESADA, C. (1990): The structure of the Ossa Morena Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer y Martinez Garcia Eds. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 280-291.

ARBIN, P. y TAMAIN, G. (1973): Les chevauchements intra-alcudienses de la Ribera del Río Frío. Valdemanco del Esteras, et de L' Arroyo de Tamujar, Cabezarrubias, dans le sud de la Meseta Ibérique, Ciudad Real. *Acad. Sci. París.*, 277: 1291-1294.

ARRIBAS, A. (1962): Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio. Los Ratones, Albalá, Cáceres. *Est. Geol.*, 18: 117-131.

ARRIBAS, A. (1975): Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. *Stvd. Geol.*, 9: 7-63.

ARRIBAS, A. (1979): Mineral paragenesis in the variscan metallogeny of Spain. *Stvdia Geol.*, 14: 223-260.

ARRIBAS, A. y GUMIEL, P. (1984): First occurrence of a strata-bound Sb-W-Hg deposit in the Spanish Hercynian Massif. In: *Syngensis and epigenesis in the formation of mineral deposits*. Eds. A. Wauschkuhn, A., Kluth, C. y Zimmermann, R. A. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 469-481.

ARRIBAS, A.; ARRIBAS ROSADO, A.; GUMIEL, P.; MARTÍN IZARD, A. y REGUILÓN, R. (1987): Caracteres metalogénicos de los yacimientos minerales asociados a los granitoides del Macizo Hespérico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro homenaje a L. C. García de Figuerola. Eds: Bea et al. Ed Rueda: 233-263.

ARTHAUD, F. y MATTE, PH. (1975): Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.

AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, J. F. (1992 B): Una zona de cizalla sinmetamórfica de importancia regional al SW de las Cuarcitas de Sierra Albarrana (Zona de Ossa Morena). *Geogaceta*, 11: 51-54.

AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, J. F. (1994 A): Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa Morena Zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13: 45-61.

AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARCOS, A. y SIMANCAS, J. F. (1992 A): Structuration hercynienne de la région de la Sierra Albarrana: conséquences sur l'évolution de la Zone de Cisaillement Badajoz-Córdoba (Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 314: 195-201.

AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y SIMANCAS, J. F. (1994 B): Regional significance of kilometric-scale NE-vergent recumbent folds associated with E to SE directed shear on the southern border of the Central Iberian Zone (Hornachos-Oliva región, Variscan belt Iberian Peninsula) *Geol. Rundsch.*, 83, 377-387.

BASCONES, L.; MARTÍN HERRERO, D. y CORRETGÉ, L. G. (1982): Mapa Geológico de España. E 1:50.000 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 703 Arroyo de la Luz. IGME.

BELLIDO, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y MACÍA, P. (1987): Las Rocas Graníticas Hercínicas del Norte de Galicia y Occidente de Asturias. *Memoria, 101*. IGME: 175p.

BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P. y JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and no-coaxial deformation of granites; the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1: 31-42.

BOCHMANN, H. G. (1956): Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in Bereich von Cáceres und der östliche Sierra de S. Pedro (Spanien). *Unveröff. Dies. Match. Naturviss. Fak. Univ. Münster*.

- BOUYX, E. (1970):** Contribution à l'étude des formations Anté-Ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. IGME*, 3: 63 p.
- BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, PH.; MATTE, PH. y RIBEIRO, A. (1981):** Variscan intracontinental deformation: Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- C. G. S. (1992):** The Dimension Stone Atlas of Extremadura. *Consejería de Industria y Turismo*, Junta de Extremadura. 163 p.
- CALVET, F. y SALAS, R. (1988):** Tipos de plataformas carbonatadas del precámbrico terminal de la Zona Centroibérica. *II Congreso Geológico de España*. Granada, I: 59-62.
- CALVO, J. P; DE VICENTE, G. y ALONSO ZARZA, A. M. (1991):** Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno. *I Cong. del Grupo Español del Terciario*. Com: 55-58.
- CAMPOS, R. (1998):** Estudio geológico y gravimétrico de los granitoides de la antiforma de Cáceres: aplicación a la exploración de yacimientos minerales. *Tesis Doctoral, UCM*: 170 p.
- CAMPOS, R. y GUMIEL, P. (1990):** Estudio gravimétrico en Extremadura (Zona de La Codosera-Alburquerque y Albalá) y su aplicación a la exploración de yacimientos minerales. *Bol. Geol. Min. Esp.*, 101 (1): 122-134.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ, M. J.; MORENO F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977):** The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif. *Est. Geol.*, 33: 343-355.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1990):** Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7: 20-22.
- CAPOTE, R.; VILLAMOR, P. y TSIGE, M. (1996):** La tectónica alpina de la Falla de Alentejo-Plasencia (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, 20(4): 921-924.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950):** Os movimentos caledonicos e preliminares hercínicos na Península Iberica. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 10 (1-3): 1-12.
- CARVALHOSA, A. (1965):** Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal* :132 p.
- CASAS, J. y SANTOS, J. A. (1982):** Mapa Geológico de España E 1:50.000 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 726 Pino de Valencia. *IGME*.
- CASTRO, A. (1984):** Los granitos y la estructura hercínica en Extremadura Central. *Tesis Doctoral. Univ. Salamanca*. 208 p.
- CHACÓN N, J. (1979):** Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba; los gneises miloníticos de Higuera de Llerena (provincia de Badajoz). *Bol. Geol. Minero*, 84: 700-712.
- CHACÓN N, J.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; MITROFANOV, F. y TIMOFEIEV, B. V. (1984):** Primeras dataciones microfitopaleontológicas en el sector de Valverde de Burguillos-Jerez de los Caballeros (Anticlinorio de Olivenza-Monesterio). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 211-220.
- CORRETGÉ, L. G. (1971):** Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España). *Tesis doctoral Univ. Salamanca*, 453 p.
- CORRETGÉ, L. G. (1972):** Contribución para el conocimiento del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España): El microgranito granatífero-cordierítico con megacristales feldespáticos. *Stvd. Geológica*, 3: 43-65.
- CORRETGÉ, L. G., BEA, F. y SUAREZ, O. (1985):** Las características geoquímicas del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España): Implicaciones petrogenéticas. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 15: 219-238.

- COULLAUT, J. L.; LAS HERAS, F.; PÉREZ SOBA, C. y DELGADO, J. C. (1996):** Investigación e inventario de yacimientos de feldespato en Extremadura.
- CRESPO, A. y VALVERDE, G. (1994):** Aprovechamiento industrial de las rocas silíceas existentes en Extremadura.
- CRESPO, V. y REY DE LA ROSA, J. (1971):** Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. Min.*, 82: 512-515.
- DALLMEYER, R. D. y QUESADA, C. (1992):** Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia). Field and $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216: 339-364.
- DE VICENTE, G. (1988):** Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. *Tesis Univ. Complut. Madrid*. 317p.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ-CASADO, J. M.; BERGAMÍN, J. F.; TEJERO, R.; BABÍN, R.; RIVAS, A.; HERNÁNDEZ ENRILE, J. L.; GINER, J.; SÁNCHEZ, F.; MUÑOZ, A. y VILLAMOR, P. (1992):** Alpine structure of the Spanish Central System. *Actas III Congreso Geol. España*, I: 284-288.
- DELGADO, M.; LIÑAN, E.; PASCUAL, E. y PÉREZ, F. (1977):** Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *Stud. Geol.*, 12: 75-90.
- DIEZ BALDA, M. A. (1986):** El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. *Acta Salmanticensia, Ciencias* 52, Ed. Univ. Salamanca. 162 p.
- DIEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990):** Structure of Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer y Martínez García Eds. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg, 172-188.
- DUNNET D. (1969):** A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7: 117-136.
- EGOZCUE, D. J. y MALLADA, D. L. (1876):** Memoria geológico-minera de la Provincia de Cáceres. *Mem. Com. Mapa Geol. España*: 1-304.
- EGUILUZ, L. (1987):** Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiforme Burguillos-Monasterio, Macizo Ibérico Meridional. *Tesis doctoral. Univ. del País Vasco*. 694 p.
- ERSLER, E. (1992):** Programa Instrain (vs.3.0). Inédito
- FERNÁNDEZ SUÁREZ (1985):** Petrografía, blastesis y deformación en la aureola de contacto del plutón de Nisa-Alburquerque. *Univ. Oviedo; Tesis de licenciatura*. 85 p
- FLINN, D. (1962):** On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. J. L., Geol. Soc. London*, 118: 385-428
- FRESNO, F. (1997):** Investigación e inventario de indicios y yacimientos de minerales aluminícos en Extremadura.
- FRESNO, F.; GÓMEZ MORENO, G. y TOYOS SANZ DE MIERA, J. M. (1985):** Investigación de pizarras ornamentales en la Reserva del estado Villar del Rey – Puebla de Obando (Extremadura). 2^a fase. *IGME*.
- FRESNO, F.; LAS HERAS, F.; RODRÍGUEZ, J. I. y LÓPEZ-GONZÁLEZ, F. (1989):** Aprovechamiento industrial de las rocas calcáreas existentes en Extremadura.
- FRY, N. (1979):** Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60: 89-105.
- GALLEGOS, M. (1992):** Las mineralizaciones de Litio asociadas al magmatismo ácido en Extremadura y su encuadre en la Zona Centro-Ibérica. *Tesis Doctoral Univ. Compl. Madrid*. 323 p.

GALLEGÓ, M. y GUMIEL (1993): Li-mineralization at Tres Arroyos (Alburquerque, Badajoz) as a result of the mineralogical and geochemical evolution of the Alburquerque batholith. *Geogaceta*, 13: 29-32.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1963): El dique diabásico del Norte de Extremadura. *Not. Com. Inst. Geol. Min.*, 69: 43-78.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1965): La continuación hacia el SO del dique básico de Plasencia (Cáceres). *Not. Com. Inst. Geol. Min.*, 77: 129-164.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): El Cámbrico Inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central). *Studia Geológica*, III: 33-41..

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., CORRETGÉ, L. G. y BEA, F. (1974): El dique de Alentejo – Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura. (Estudio comparativo). *Bol. Geol. Min.*, 85: 308-337.

GARCÍA HIDALGO, J. F. (1993): Las pistas fósiles de los anticlinales de Alcudia y Abenójar (Zona Centroibérica). Edad de las series. *Geogaceta*, 14: 57-59.

GARFUNKEL, Z. y RON, H. (1986): Block rotation and deformation by strike-slip faults 2. The properties of a type of macroscopic discontinuous deformation. *Journal of Geophysical Research*, 90: 8589-8602.

GARROTE, A. (1976): Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. De Córdoba). *Sierra Morena Central. Mem. Not., Coimbra*, 82: 17-39.

GIBBS, A. D. (1984): "Structural evolution of extensional basin margins". *Jour. Geol. Soc. London*, 141: 609-620.

GINER, J. L. (1996): Análisis tectónico y sismotectónico en el sector centro-oriental de la Cuenca del Tajo. *Tesis Doctoral. Fac. CC. Geológicas. Univ. Complutense Madrid*. 200p.

GÓMEZ AMELIA, D. (1985): La penillanura cacereña. Estudio Geomorfológico. *Tesis doctoral. Depto. de Geografía Facultad de Filosofía y Letras, Univ. Extremadura*. 397 p.

GONÇALVES, F. (1971): Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 18: 62 p.

GONÇALVES, F.; PERDIGAO, J. C.; COELHO, A. V. P. y MUNHA, J. M. (1978): Carta geológica de Portugal, a escala 1:50.000. Noticia explicativa de folha 33-A Assumar. *Serv. Geol. Port. Lisboa*. 37p.

GONZÁLEZ MENÉNDEZ, L. (1998): Petrología y geoquímica del batolito granítico de Nisa – Alburquerque (Alto Alentejo, Portugal; Extremadura, España). *Tesis Doctoral Univ. Granada*. 223 p.

GONZALO y TARÍN, J. (1879): Reseña física, Geológica y minera de la Provincia de Badajoz. *Bol. Com. Mapa Geol. España.*, 6 : 389-412.

GUMIEL, P. (1981): Éssai sur la classification typologique des principaux gisements de Sn-W d'Extremadure (Espagne). *Chron. Rech. Min.*, 463: 5-26.

GUMIEL, P. (1983): Metalogenia de los yacimientos de antimonio de la Península Ibérica. *Tecni-terrae*, 54: 120 p.

GUMIEL, P. (1984): Tipología de los yacimientos de estaño y wolframio del Macizo Ibérico. *I Congreso Español de Geología*, T (5): 183-216.

GUMIEL, P. y ARRIBAS, A. (1987): Antimony deposits in the Iberian Peninsula. *Economic Geology*, 82: 1453-1463

GUMIEL, P. y ARRIBAS, A. (1990): Metallogeny of Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer y Martínez García Eds. Springer-Verlag: 212-219.

GUMIEL, P. y GALLEGOS, M (1991): Other prospects. En: *Development of new multi-disciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the western Iberian Peninsula*. Gumié, P. Antón-Pacheco, C. y Campos, R. (eds.) Publicaciones especiales del Bol. Geol. Min.: 43-53.

GUMIEL, P. y CAMPOS, R. (1998): Memoria y Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura. Consejería de Economía Industria y Hacienda, Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas. Junta de Extremadura. 99 p.

GUMIEL, P. y CAMPOS, R. (2001 a): Transpresión en el segmento norte de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba y su influencia en la localización de las estructuras con mineralizaciones de oro del área de La Codosera. Junta de Extremadura. Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas. 1-21.

GUMIEL, P. y CAMPOS R. (2001 b): Implicaciones del modelo “dominó” de fallas tardihercínicas en el control y localización de las mineralizaciones auríferas del área de La Codosera (rama noroeste de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba). *Bol. Geol. Min.*, 112(3): 103-112.

GUMIEL, P.; ARRIBAS, A. y SAAVEDRA, J. (1976): Geología y metalogenia del yacimiento de estibina-scheelita de “San Antonio”, Alburquerque (Badajoz). *Stvdia Geologica*, 10: 61-93.

GUMIEL, P.; MEDINA, E. y SANTOS, J. A. (1978): Litoestratigrafía y control estructural de la mineralización antimonífera de la franja calcárea-Devónica de Alburquerque (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 89-1:39-52.

GUMIEL, P.; SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S. y CAMPOS, R. (1992): El uso del análisis fractal como discriminación de sistemas filonianos auríferos en el área de La Codosera - Extremadura (España). *Geogaceta*, 12: 3-7.

GUMIEL, P.; CAMPOS, R.; SANDERSON, D. J. y ROBERTS, S. (1995): Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la Mina de La Parrilla (Cáceres): conectividad y percolación. *Bol. Geol. Min.*, 106(4): 316-337.

GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ, M. A. y PIEREN, A. P. (1990): Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy of Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer y Martínez García Eds. Springer-Verlag: 160-171.

HAMMANN, W.; ROBARDET, M.; ROMANO, M.; GIL CID, M. D.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; HERRANZ, P.; MARCOS, A.; MARTÍN, J.; PELÁEZ, J. R.; PÉREZ ESTAÚN, A.; PRIETO, M.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ, M. A.; TRUYOLS, J.; VEGAS R.; VILAS, L.; VILLAS, E. y VILLENA, J. (1982): The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *IUGS, publ.* 11: 1-47.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1902): Los filones estanníferos de Cáceres y su comparación con los de otras regiones. *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.* T. II.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1908): Nota descriptiva del yacimiento del mineral radioactivo en el granito de Albalá (Cáceres). *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.* T. VIII.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1929): Datos geológicos de la Meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo. *Mem. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1933): Bosquejo preliminar de las comarcas geográficas de Extremadura (Cáceres, Badajoz y Huelva) *Public. Inst. Ref. Agraria*, Madrid.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1939): Las sierras centrales de Extremadura. *Las Ciencias año IV*, 2. Madrid.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1949): Las Rañas de las Sierras Centrales de Extremadura. *Compte Rendu du XVIº Congrès International de Géographie*. Lisboa, pp 87-109.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1954): “Ensayo sobre tectónica paleozoica en Extremadura”. *Public. del Cons. Sup. de Invest. Cient. Real Sociedad Española de Historia Natural. Serv. Geol.* Tomo extraordinario. Homenaje a Eduardo Hernández Pacheco: 387-413.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1957): El Terciario continental de Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 58(2): 241-274.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1958): Datos Geotectónicos de la Extremadura Central. *Notas y Com. del Inst. Geol. y Min.*, 50: 329-344.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. y CRUSAFONT, M. (1960): Primera caracterización paleontológica del Terciario de Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp.. Hist. Nat.* V, 58(2): 275-282.

HERRANZ, P. (1984): El Precámbrico del NNE de “Ossa Morena”: Planteamiento y estado de la cuestión, unidades, bases para su correlación y esquema evolutivo. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 119-211.

HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. y VILAS, L. (1977): “Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el valle de Matachel”. *Estudios Geológicos*, 33: 327-342.

IGME (1942): Memoria y Hoja nº 727, Alburquerque (Badajoz).

IGME (1951 A): Memoria y Hoja nº 710, Valencia de Alcántara (Cáceres).

IGME (1951 B): Memoria y Hoja nº 702, San Vicente de Alcántara (Badajoz).

IGME (1951 C): Memoria y Hoja nº 726, Pino de Valencia (Cáceres).

IGME (1954): Memoria y Hoja nº 750, Gallina (Badajoz).

IGME (1972): Mapa Previsor de Mineralizaciones de fosfatos.

IGME (1990): Development of New Multidisciplinary Techniques for Mineral Exploration in Several areas of Western Iberian Peninsula. Vol I, Final Report, Alburquerque-La Codosera Area. EEC Contract MAIM-0032-C (A). 160 p.

IRVINE, T. N. y BARAGAR, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. E. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E, 1/1.000.000. Memoria explicativa, 113 p.

JUNTA DE EXTREMADURA, (1987): Mapa geológico y minero de Extremadura escala 1:300.000. Consejería de Industria y Energía, Dirección General de Industria, Energía y Minas.

JUNTA DE EXTREMADURA, (1992): Atlas de rocas ornamentales de Extremadura. Consejería de Industria y Turismo, Junta de Extremadura. 163 p.

JUNTA DE EXTREMADURA, (1993): Minerales Gemológicos de Extremadura, Consejería de Industria y Turismo. 149 p.

KELCH, H. J. (1957): “Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in bereich der westlichen Sierra de San Pedro (Spanien). *Unveröff. Diss. Math. Naturviss. Fak. Univ. Münster*, 145 p.

LEYVA, F.; MATAS, J. y MORENO, F. (in litt.): Mapa geológico de España 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 754 (Madrigalejo). ITGE.

LIÑÁN, E. (1978): Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis doctoral. Universidad de Granada, 212 p.

LIÑÁN, E. (1984): “Los icnofósiles de la Formación Torreárboles (¿Precámbrico?-Cámbrico Inferior) en los alrededores de Fuente de Cantos, Badajoz”. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 283-314.

LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1983): “Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba, España”. IV Reunión GOM. Com. Serv. Geol. Portugal., 69(2): 227-234.

LOMBARDERO, M. (1988): “Las pizarras Ornamentales”. *Rock-Maquina*, 2: 14-27.

- LÓPEZ DÍAZ, F. (1991):** Características de la primera fase (distensiva) hercínica en la Sierra de San Pedro (Cáceres - Badajoz). *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe.*, 16: 53-63.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1993):** La estructura del anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4): 145-163.
- LÓPEZ DÍAZ, F.; MONTESERÍN, V.; GIL SERRANO, G.; PINEDA, A. y RUBIO, F. (in litt. a):** Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. 2^a Serie. Hoja nº 728 Puebla de Obando. ITGE.
- LÓPEZ DÍAZ, F.; MONTESERÍN, V.; GIL SERRANO, G.; PINEDA, A. y RUBIO, F. (in litt. b):** Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. 2^a Serie. Hoja nº 729. Alcuéscar. ITGE.
- LORENZO, S. y SOLÉ, F. J. (1988):** La discordancia intraprecámbrica y la estratigrafía del Precámbrico superior en el sector suroriental del Anticlinal de Abenójar-Tirteafuera. 2^o Congreso Geológico de España. Granada. Comunicaciones, Vol I.
- LOTZE, F. (1945):** Einige problem der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 1-12.
- LOTZE, F. (1956):** Über sarsische beivegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotek. Sympos. Zn Ehren von H. Stille.*: 128-139.
- LUJÁN, F. DE (1854):** Estudios y observaciones relativos a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz y de las de Sevilla y Ciudad Real y cortes geológicos de estos terrenos. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid. Serie C. Bat.*, T 1, 2^a parte.
- MARTÍN HERRERO, D. y BASCONES, L. (1982):** Mapa Geológico de España. E 1:50.000 2^a Serie MAGNA. Hojas nº 674-675 Sever-Santiago de Alcántara, y Hoja nº 702 San Vicente de Alcántara IGME.
- MARTÍN SERRANO, A. y MOLINA, E. (1989):** Mapa del Cuaternario de España. ITGE. E. 1:1.000.000 Madrid.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ ESTAÚN, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992):** Lower paleozoic extensional tectonics in the limit between the West-Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau* 81 (2): 545-560.
- MARTÍNEZ POYATOS, D. (1997):** Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. *Tesis doctoral, Univ. de Granada*, 222 p.
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, F. J. (1995 a):** Timing of the Variscan structures on both sides of the Ossa Morena /Central Iberian contact (southwest Iberian Massif). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321: 609-615.
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J. F.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1995 b):** La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica en el sector suroriental de la Provincia de Badajoz. *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 41-50.
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J. F.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1998):** La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica (Macizo Ibérico) en el norte de la Provincia de Córdoba. *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 87-94.
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; AZOR, A. y SIMANCAS, J. F. (2001):** La estructura de la Zona Centroibérica en la región de los Pedroches (Macizo Ibérico Meridional). *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (1-2): 147-160.
- MATAS. J; MORENO, F. y LEYVA, F. (In Litt.):** Mapa Geológico de España a escala 1/50.000, 2^a serie MAGNA. *Memoria explicativa Hoja nº 731 (Zorita)*. ITGE.
- MATTE, PH. (1986):** Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 196: 329-374.

- MCGOWAN, J. A. (1991):** Hercynian Transpressional tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, Western Spain. *Ph. D thesis. University of Southampton*, 210 p.
- MCKENZIE, D. y JACKSON, J. (1986):** A block model of distributed deformation by faulting. *Journ. Geol. Soc. London*, 143: 349-353.
- MOLINA, E. (1975):** Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, 3 : 106 p.
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A.; PELLITERO, E.; CANTANO, M. y JORDÁ, J. (1985):** Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector castellano-extremoño. *Studia Geol. Salmant.*, 20 : 115-126.
- MOLINA CÁMARA, J. M.; VERGÉS, J.; MARTÍNEZ RIUS, A.; VIDAL FUNES, A. y FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1987):** Mapa geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. *Memoria explicativa de la hoja nº 782 (Valdemanco de Esteras)*. IGME.
- MONTESERÍN, V. y LÓPEZ, M. J. (1985):** Mapa Geológico de España E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. *Memoria explicativa de la Hoja nº 682 Sevilleja de la Jara*. IGME.
- MORENO, F. (1974):** "Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa". *Bol. Geol. Min.*, 85 (4): 396-400.
- MORENO, F. (1975):** Olistostromas, fanglomerados y "slump folds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (Provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)". *Estudios Geológicos*, 31: 249-260.
- MORENO, F. (1977):** Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales. *Tesis Doctoral Univ. Comp. Madrid*. 150 p
- MUÑOZ, J. (1976):** Los Montes de Toledo. *Tesis Doctoral. Dto de Geografía de la Universidad de Oviedo. Inst. de Geogr. Juan Sebastián Elcano (CSIC)*. 500 p.
- MUTTI, E. (1985):** Turbidite system and relations to depositional sequences in: *Provenance of arenites* (Zuffa editor) NAT ASI Series. Serie C, Mathem. and Physical Sciences, 158: 65-93.
- NORTON, I. J. (1973):** Lithium, Cesium and Rubidium, The rare alkali metals. *U. S. G. S. Prof. Papers*, 820: 365-378.
- NOZAL, F.; GARCÍA CASQUERO, J. L. y PICART BOIRA, J. (1988 A):** Discordancia intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los montes de Toledo. *Bol. Geol. Min.* 94 (4): 473-489.
- NOZAL, F.; ROBLES, R. y SANTAMARÍA, J. (1988 B):** Estratigrafía de los materiales precámbricos en el sector central del Anticlinal de Ibor. Localización de la discordancia intra-alcudiente (Zona Centro-Ibérica). *II Congreso Geol. España, Granada. Comunicaciones I*: 135-138.
- OENG ING SOEN (1970):** Granite intrusion folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min.* 81 (2/3): 271-298.
- ORTEGA, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1983):** Mapa Geológico de España. E 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. *Hoja nº 783 Abenójar*. IGME.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986):** La discordancia intraalcudiente en el dominio meridional de la Zona Centroibérica. *Brev. Geol. Asturica*, 3-4: 27-32.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988):** Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte surooriental del autóctono de la Zona Centro-Ibérica. *2º Congr. Geol. España. Granada*, 85-99.
- PALACIOS T. (1989):** "Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región Central de la Península Ibérica)". *Tesis doctoral. Mem. Mus. Paleo. Univ. Zaragoza*, 3 (2). 125 p.

PALERÓ, F. J. (1991): Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la Región del Valle de Alcudia (Sector meridional de la Zona Centroibérica). *Tesis doctoral. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Universidad de Salamanca.* 360 p.

PALERÓ, F. J. (1993): Tectónica prehercínica de las series infraordovícicas del Anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector Meridional de la Zona Centro-Ibérica). *Bol. Geol. Min.* 104 (3) : 227-242.

PALERÓ F. J.; GUMIEL, P. y FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1985): Ensayo de tipología de las mineralizaciones BPGC de la Alta Extremadura. *Bol. Geol. Min.* 96 (4): 381-412.

PARDO, M. V. y GARCÍA ALCALDE, J. L. (1984): Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo* , 14: 79-120.

PARGA, J. R. y VEGAS, R. (1971): Precisiones sobre el Cámbrico y sus relaciones con el Paleozoico en la Sierra Morena Central. *Estudios Geológicos*, 28 : 167-172.

PEARCE, J. A. HARRIS, N. B. W. y TINDLE, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, 25: 956-983.

PECHER, A. (1978): Deformation et métamorphisme associés à une Zone de Cisaillement. Exemple du Grand Chevauchement Central Himalayen (M. C. T.). *Transversale des Annapurnas et du Manaslu, Nepal. Tesis. Doctoral. Univ. Grenoble*, 354 p.

PELÁEZ J. R.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PEREJÓN, A. y GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1986): Nouvelles données sur la discordance intraprécambrienne dans la Vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, Espagne). *II Rév. Scien. Terre. Clermont Ferrand*, 145 p.

PENHA, M. H. y ARRIBAS, A. (1974): Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Bol. Geol. Min.*, 85: 271-273.

PERDIGÃO, J. C. (1967): Os graptolitos e fauna associada da regiao do Portalegre. *Com. Serv. Geol. Port. Lisboa*, 52: 65-78.

PERDIGÃO, J. C. (1973-74): O Devónico de Portalegre. *Com. Serv. Geol. Port. Lisboa* ,57: 203-225.

PEREIRA, M. F. y SILVA J. B. (2001): Sinistral transcurrent transpression at the Ossa-Morena Zone / Central-Iberian Zone boundary: Portalegre-Esperança shear zone (Portugal). *Geogaceta*, 29: 99-102.

PEREJÓN, A. (1984): Bioestratigrafía de los arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Ibérica* 9, Precámbrico y Paleozoico del Macizo Ibérico: 213-266.

PIEREN, A.; PINEDA, A. y HERRANZ, P. (1987): Discordancia Intra-Alcudiense en el Anticlinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz). *Geogaceta*, 2: 26-28.

PILE, E.; ANCOCHEA, E.; OLIVÉ, A. y PORTERO, J. M. (1989): Mapa geológico de España 1:50.000. 2ª serie MAGNA. *Memoria explicativa de la Hoja nº758, Casas del Río. IGME*.

PINEDA, A.; GIL SERRANO, G. y MONTESERÍN, V. (1980): Nota sobre las formaciones carboníferas de las Sierras de San Pedro y del Saltillo (Cáceres - Badajoz). *Tecniterra nº 33*.

PLATA, J. L. (1983): Nuevo método de cálculo de la densidad de reducción en gravimetría. *Bol. Geol. Min.*, 94 (6): 510-520.

PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, E. H. y VERDURMEN E. A. T. (1970): Dating events of Acid Plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclog. Geol. Helv.*, 63: 255-274.

PUSCHMANN, H. (1966): Zur Problem der Schichtlücken im devon der Sierra Morena (Spanien). *Geologische Rundschau*, 56: 528-542.

- QUESADA, C. (1989):** Late-Proterozoic terranes within the basement of the Paleozoic Iberian Terrane. Int. Conf. Tectonostratigraphic expression of Terrane Accretion in the circum-Atlantic Paleozoic Orogens. *IGCP Project 233*, Athens (Georgia, USA), abstract.
- QUESADA, C. (1991):** Geological constrains on the Paleozoic tectonic evolution of the tectonostratigraphic Terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185 : 225-245.
- QUESADA, C. y DALLMEYER, R. D. (1994):** Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and $^{40}\text{Ar} / {^{39}\text{Ar}}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, 231: 195-213.
- QUESADA, C.; FLORIDO, P.; GUMIEL, P.; OSBORNE, J.; LARREA, F.; BAEZA, L.; ORTEGA, M. C.; TORNOS, F.; SIGUENZA, J. M.; QUEREDA, J. M. y BAÑON, L. (1987):** Mapa Geológico-Minero de Extremadura. Junta de Extremadura. Consejería de Industria y Energía. Dirección General de Industria, Energía y Minas.
- QUESADA, C.; APALATEGUI, O.; EGUILUZ, L.; LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1990):** Part V: Ossa Morena Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.) Springer Verlag, Berlín: 252-258.
- RAMÍREZ y RAMÍREZ E. (1952):** Descripción geológica de la provincia de Cáceres (datos inéditos). Notas para el estudio de la metalogenia extremeña. *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España* 28.
- RAMÍREZ y RAMÍREZ E. (1953):** Sobre una mayor extensión de los macizos graníticos de la Extermadura Central. *Est. Geol.*, 9 : 369-387.
- RAMÍREZ, J. I.; PALERO, F. J.; PIEREN, A.; NIETO, A. y OLIVÉ, A. (in litt.):** Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 836 Mestanza. IGME.
- RAMSAY, J. G. (1967):** Folding and fracturing rocks. Mac. Graw Hill. New York. 568 p.
-
- RASMUSSEN, R. y PEDERSEN, L. R. (1979):** End corrections in potential field modelling. *Geophys. Prospecting*, 27: 749-760.
- RECHES, Z. (1983):** Faulting of rocks in three-dimensional strain fields II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- REDLIN, K. (1955):** Stratigraphie und tektonik in der mittleren Sierra Morena in bereich des Valle de Alcudia (Spanien). *Ph. D. dissertation*, Univ. Münster. 192 p.
- RGFE – 73. (1975):** Informe sobre trabajos geodésicos 1971-1975. XVI Asamblea de la Asoc. de Geodesia de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional. Sección III, Grenoble 1975. Ministerio de Planificación y Desarrollo.
- RIBEIRO, A. (1974):** Contribution a l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental. *Serv. Geol. de Portugal.*, 24 (1): 168 p.
- RIBEIRO, A., QUESADA, C. y DALLMEYER, R. D. (1990):** Geodynamic evolution of the Iberian Massif. Part VIII. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (eds. Dallmeyer, R. D. y Martínez García, E.). Springer Verlag, Berlin: 399-410.
- ROBARDET, M. (1976):** L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Séville (Espagne). *CR Acad. Sci Paris*, D283: 999-1002.
- ROBERTS, S., SANDERSON, D. J., GUMIEL, P. y DEE, S. (1991):** Tectonic and fluid evolution of auriferous quartz veins from the La Codosera Area, SW Spain. *Economic Geology*, 86: 1012-1022.
- ROBLES, R. y ÁLVAREZ-NAVA, H. (1988):** Los materiales precámbrico-cámbicos del Domo de las Hurdes: Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). 2º Congreso Geológico de España, comunicaciones Vol I.

RODRÍGUEZ SUÁREZ, (1985): Petrografía, blastesis y deformación en la aureola de contacto del plutón de Nisa-Alburquerque. Tesis de licenciatura. Universidad de Oviedo.

ROIZ, J. M. (1979): La estructura y la sedimentación hercíniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano. Tesis doctoral, Univ. Complutense, Madrid. 254 p.

RON, H., FRUEND, R., GARFUNKEL, Z. y NUR, A. (1984): Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence. *Journal of Geophysical Research*, 86: 6256-6270.

ROSO DE LUNA, I. y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1946): Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. 1ª Serie Hoja nº 753, Miajadas. IGME, 60 p.

ROSO DE LUNA, I. y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1954): Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000 1ª Serie. Hoja nº 750 (Gallina). IGME, 56 p.

ROSO DE LUNA, I. y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1960): Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000 1ª Serie. Hoja nº 751 (Villar del Rey). IGME, 94p.

ROWAN, L. C.; ANTÓN-PACHECO, C.; BRICKLEY, D. W.; KINGSTON, M. J.; PAYÁS, A.; VERGO, N. y CROWLEY, J. K. (1987): Digital classification of contact metamorphic rocks in Extremadura, Spain using Landsat thematic mapper data. *Geophysics*, 52 (7): 885-897.

RUBIO, F.; LÓPEZ DÍAZ, F.; NOZAL, F.; MONTESERÍN, V.; MARTÍN-SERRANO, A. y INSUA M. (in litt.): Mapa Geológico de España E 1:50.000 2ª Serie. Hojas nº 734 Villarta de los Montes y 735 Fontanarejo.

SAN JOSÉ, M. A. (1983): El complejo sedimentario pelítico-grauváquico. En: *El libro Jubilar a J. M. Ríos, Tomo I, Geología de España*, Sección II: Los tiempos precámbrios y Paleozoicos. El ciclo Hercínico. Comisión Nacional de Geología. 91-100.

SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS, L. y HERRANZ, P. (1974): Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. Min.*, 85 (1): 21-31.

SAN JOSÉ, M. A.; PIEREN, A. P.; GARCÍA HIDALGO, J. F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J. R. y PEREJÓN, A. (1990): Ante-Ordovician Stratigraphy. Autochthonous Sequences. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. E. Dallmeyer and Martínez García (Eds). Springer-Verlag Berlin Heildeberg. 147-159.

SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S. R.; MCGOWAN, J. y GUMIEL, P. (1991): Hercynian transpressive tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone. West Spain. *Journal Geol. Soc. London.* ,148, 893-898.

SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S. y GUMIEL, P. (1994): A fractal relationship between vein thickness and gold grade in drill-cores from La Codosera. Spain. *Economic Geology* , 89: 168-173.

SANTAMARÍA, J. (1995): Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite Precámbrico-Cámbrico del Anticlinal de Valdelacasa (Zona Centro-Ibérica). Tesis Doctoral Universidad Autónoma de Barcelona. Bellaterra.

SANTOS, J. A. y CASAS, J. (1980): "Caracterización de unas series precámbricas al N. de Badajoz". *Temas Geol. Min. I Reunión Geol. Ossa-Morena*, 4 : 213-233.

SANTOS, J. A. y CASAS, J. (1982): Mapa Geológico de España. E 1:50.000 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 727 Alburquerque. IGME.

SANTOS, J. A.; APALATEGUI, O.; CARVAJAL, A. y GRACIA, J. (in litt.): Mapa Geológico de España E1:50000. 2ª Serie, Hojas nº 750 (Bótoa) y 751 (Villar del Rey). IGME.

SCHERMERHORN, L. J. G., PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H., VERDUMEN, E. A. y VERSCHURE, R. N. (1978): . Age and origin of the Messejana dolerit fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean. *Jour. Geology*, 86: 299-309.

- SCHOTT, J. J., MONTIGNY, R. y THUVIZAT, R. (1981):** Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana dike (Portugal and Spain): angular limitations to the rotation of the Iberian Peninsula since Middle Jurassic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53: 457-470.
- SIMANCAS, J. F.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; EXPÓSITO, I.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2001):** The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332: 295-308.
- SOLDEVILA, J. (1991):** Estudio Geológico-Estructural de los materiales precámbrios y paleozoicos entre la Sierra de S. Pedro y la Depresión del Guadiana (Provincias de Cáceres y Badajoz). Sector límite entre las Zonas Centroibérica y Ossa Morena. *Tesis doctoral. Univ. Autónoma de Barcelona. Bellaterra*.
- SOLDEVILA, J. (1992):** La sucesión paleozoica en el Sinforme de la S^a de S. Pedro (Provincias de Cáceres y Badajoz, SO de España). *Estudios Geológicos*, 48: 363-379.
- SOS BAYNAT, V. (1962):** Mineralogía de Extremadura. *Bol. Inst. Geol. y Min. España*, 73: 1-190.
- TAMAIN, G. (1972):** Recherches géologiques et minières dans Sierra Morena Oriental. Espagne. These 3eme cycle. Univ. D'Orsay, Paris. 870 p.
- TARÍN, G. (1879):** Reseña física y geológica de la provincia de Badajoz. *Bol. Com. Mapa Geol. España*. T. 6. Madrid.
- TEIXEIRA, C. (1954):** Os conglomerados do complejo xisto-grauvaquico ante-silurico. Sua importancia geologica e paleogeografica. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 35: 5-19.
- TEIXEIRA, C. (1955):** Notas sobre la geología de Portugal. O Complexo Xisto-Grauvaquico Ante-Ordoviciano. (Ed. Autor). *Emprenta Lit Flumiense*. Lisboa, 50 p.
- TEIXEIRA, C. y GONÇALVES, F. (1967):** Novos elementos acerca do Cámbrico do Alentejo. *Bol. Acad. Cienc. Lisboa. Nova Serie*. 39 (3): 161-163.
- TORNOS, F. y GUMIEL, P. (1992):** El wolframio y estaño: Recursos minerales de España. En: J. García-Guinea, y J. Martínez Frías eds. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, Col. Textos Univ., 15: 379-394.
- VEGAS, R. (1968):** Sobre la existencia del Precámbrico en la Baja Extremadura. *Estudios Geológicos*, 24: 85-89.
- VEGAS, R. (1971):** Precisiones sobre el Cámbrico del centro y sur de España. El problema de la existencia del Cámbrico en el valle de Alcudia y en las sierras de Cáceres y norte de Badajoz". *Estudios Geológicos*, 27: 419-425.
- VERGÉS, I. (1983):** Estudio del Complejo vulcano-sedimentario del Devónico superior y de la estructura de la terminación oriental del Sinclinal de Almadén (Ciudad Real). *Memoria IGME*, ined.
- VIDAL, G.; JENSEN, S. y PALACIOS, T. (1994 A):** Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain. *Geol. Mag.*, 131: 1-11.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ, J. A.; DIEZ BALDA, M. A. y GRANT, S. W. F. (1994 B):** Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia. *Geol. Mag.*, 131: 729-765.
- VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. y PELÁEZ, J. R. (1981):** "El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el sector centro meridional del Macizo Ibérico". *R. Acad. Cien. Exact. Fis. Nat. Tomo especial Curso de Conferencias sobre el PIGG (Mayo de 1979)* Madrid I, 76-93.
- VILAS, L.; SAN JOSÉ, M. A.; GARCÍA HIDALGO, J. F.; PELÁEZ J. R.; HERRANZ, P. y PIEREN A. P. (1986):** Modèle evolutif du bassin Précambrien terminal-Cambrien inférieur dans la région de Toledo-Ciudad Real-Extremadura (España). 11 ème Réunion des Sciences de la Terre (RST), Clermont-FD, Soc. Géol. Fr. édit Paris. 183 p.

VILLALOBOS, M.; JORQUERA, A.; APALATEGUI, O. y RODRÍGUEZ, J. (1985): El Terciario continental y Cuaternario del sector meridional de la cuenca del Guadiana. VII Reun. GOM. (Resumen).

VILLAMOR, P. CAPOTE, R. y TSIGE, M. (1996): Actividad neotectónica de la Falla de Alentojo-Plasencia en Extremadura (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, 20(4): 925-928.

WALTER, R. (1977): Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta Spanien. *Münsters. Forsch. Z. Geol. U. Paläont.*, 42: 1-55.

WERNICKE, B. y BURCHFIEL, B. C. (1982): Modes of extensional tectonics. *Journal of Struct. Geology*, 4: 105-115.

WINKLER (1974): Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verlag*. 334 p.

WON, I. J. y BEVIS, M. (1987): Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52: 232-238.