INFORME ESTRUCTURAL Y NEOTECTÓNICO

HOJAS:

686.- TURLEQUE

712.- MADRIDEJOS

736.- MALAGÓN

737.- VILLARRUBIA DE LOS OJOS

(MONTES DE TOLEDO)

Octubre 2000

Han intervenido en la realización del presente informe:

Julián Huerta Carmona **CGS**

Fernando López Sopeña **CGS**

Coordinación y Supervisión

Vitorio Monteserín **ITGE.**

INDICE

Págs.

1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA 1

2. MARCO GEOLÓGICO 2

3. TECTÓNICA REGIONAL 3

4. FASES DE DEFORMACIÓN 6

5. DOMINIOS ESTRUCTURALES 12
   - 5.1. SECTOR DE LA HOJA DE TURLEQUE 12
   - 5.2. SECTOR DE LA HOJA DE MADRIDEJOS 14
   - 5.3. SECTOR DE LA HOJA DE MALAGÓN 15
   - 5.4. SECTOR DE LA HOJA DE VILLARRUBIA DE LOS OJOS 17

6. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES 19
   - 6.1. TECTÓNICA HERCÍNICA Y PREHERCÍNICA 19
   - 6.2. TECTÓNICA ALPINA Y POSTALPINA 20

7. NEOTECTÓNICA 22
   - 7.1. INDICIOS DE ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA 23
   - 7.2. SISMICIDAD 25

1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio comprende las hojas a escala 1:50.000 nº 19-27 (Turleque, 686), 19-28 (Madridejos, 712), 19-29 (Villarrubia de los Ojos, 737) y 18-29 (Malagón, 736). Se encuentra situada en la parte más oriental de los Montes de Toledo, extendiéndose por el NE hacia la depresión del Tajo y por el Sur hacia la Llanura Manchega.

Administrativamente forma parte de la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha, comprendiendo parte de las provincias de Toledo y Ciudad Real.

La fisiografía del área de estudio se caracteriza por un predominio de sierras y "montes-isla" en su parte central, con zonas marginales de relieve muy suave. Entre las zonas elevadas destacan la Sierra de Los Yébenes, Sierra de La Dehesa, Sierra del Reventón y las Sierras de La Calderina y El Pocito, que se articulan en varias sierras menores o alineaciones como la Sierra de La Velasca, Sierra de La Fuenluenga, Sierra de Malagón, Sierra de Piedras Blancas, Sierra Morrones, Sierra de La Cueva. La cota máxima se sitúa en el vértice La Calderina (1.209 m).

La red hidrográfica corresponde a las cuencas hidrográficas del Tajo y, en mayor medida, del Guadiana, cuya divisoria de aguas en el área de estudio, es poco patente. El tributario más importante del Río Tajo es el Río Algodor; como principales tributarios del Guadiana se encuentran el Río Cigüela y el Río Bullaque, cuyo cauce se encuentra regulado por el embalse de Gasset.

2. MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se localiza en el límite oriental del Macizo Hespérico, extendiéndose parcialmente desde la parte más meridional de la Depresión del Tajo hasta el sector septentrional de la Depresión Manchega. Los materiales premesozoicos de esta área están incluidos en la Zona Centro-Ibérica (ZCI), según el esquema geoestructural inicialmente propuesto por JULIVERT et al (1972) y parcialmente modificado por distintos autores con posterioridad. Desde el punto de vista estrictamente estructural, dichos materiales se sitúan en el sector NE del Dominio de Pliegues Verticales de la ZCI definido por DIEZ BALDA et al (1990).

Los principales rasgos geológicos del área de estudio están determinados por la existencia de un sustrato paleozoico integrado por metasedimentos de edades comprendidas entre Cámbrico inferior y Ordovícico intensamente deformado en la Orogenia Hercínica y, de manera más restringida, por granitoides del Complejo Plutónico de Mora-Gálvez. En sectores del Norte y Sur del área de estudio, se hallan extensiones importantes de sedimentos continentales de la cobertera neógena de la Depresión del Tajo y de la Depresión Manchega respectivamente.

3. TECTÓNICA REGIONAL

La región de los Montes de Toledo orientales, donde se ubican las hojas estudiadas, pertenece a la rama meridional de la Zona Centro-Ibérica, en adelante ZCI, según la zonación del macizo Hespérico de JULIVERT et al. (1972). Con anterioridad, LOTZE (1956), la incluye en su Zona Luso occidental-Alcudiense y, más recientemente, DIEZ BALDA y VEGAS (1992) la sitúan en el extremo suroriental del Dominio de Pliegues Verticales, en adelante DPV.

Las características estratigráficas de este sector de la ZCI son básicamente:

- La gran extensión aflorante de los materiales anteordovícicos (Cámbrico inferior).
- La presencia de Cámbrico inferior bien datado y la ausencia de Cámbrico medio y superior.
- El carácter transgresivo de la serie del Ordovícico inferior.

La zona estudiada, desde el punto de vista estructural, estuvo afectada en mayor o menor grado por sucesivas etapas de deformación:

- Deformaciones preordovícicas (movimientos "sárdicos")
- Deformación hercínica
- Fracturación tardihercínica
- Movimientos alpinos
- Etapa neotectónica

Los materiales del Cámbrico inferior fueron afectados por leves deformaciones, conocidas tradicionalmente como movimientos "sárdicos". LOTZE (1956) distingue dos discordancias: Toledánica e Ibérica. La discordancia Toledánica es una discordancia angular que separa las Capas Intermedias a techo del Cámbrico inferior y/o Precámbrico. La discordancia Ibérica se reconoce en la base de la Cuarcita Armoricana y parece tratarse de un fenómeno más localizado, pues en muchos sectores existe continuidad estratigráfica entre las Capas Intermedias y la Cuarcita Armoricana.

Los movimientos "sárdicos" responden, básicamente, a una tectónica extensional con desarrollo de fallas que producen basculamientos y pliegues abiertos sin llegar a generarse esquistosidad. Estas deformaciones, como ya se ha comentado, son responsables de la marcada discordancia angular situada en la base de la serie ordovícica así como de los cambios de facies y espesores de ésta. En relación a estos movimientos se desarrolla un volcanismo ácido a intermedio en los antiformes de Los Cortijos y Fuente el Fresno (MARTIN ESCORZA, 1976; ROIZ 1979 y ROIZ y VEGAS, 1980).

La Orogenia Hercínica es la responsable de la génesis de las principales estructuras de la región. Estas se componen de largos y estrechos sinclinales, en cuyo núcleo afloran materiales hasta del Ordovícico medio-superior, limitados por la Cuarcita Armoricana y de amplios antiformes en cuyo núcleo afloran las Capas Intermedias que reposan discordantes, indistintamente, sobre el CVS o sobre los materiales del Cámbrico inferior. Estas estructuras, de direcciones predominantes NO-SE a E-O, tienen longitudes kilométricas, se generaron durante la primera fase de deformación hercínica, y asocian una esquistosidad del tipo *slaty cleavage*, bien desarrollada en los términos pelíticos. El metamorfismo regional en relación a esta fase, es muy débil, equivalente a la anquizona.

Este sector de los Montes de Toledo se caracteriza por la existencia de estructuras en "domo y cubeta", descritas por JULIVERT et al. (1983), que son consecuencia de una interferencia de pliegues cuya edad no está bien precisada. Algunos autores relacionan la deformación de los pliegues de primera fase y el subsiguiente desarrollo de domos y cubetas, a la existencia de bandas de cizalla levógiras subverticales (ROIZ, 1979 y LOPEZ DIAZ, 1992), características de la fase 3 de DIEZ BALDA y VEGAS (1992).

Con posterioridad a las principales fases deformativas asociadas con la Orogenia Hercínica se produce en la región una intensa fracturación con desarrollo de fallas de desgarre, que trastoca las estructuras generadas con anterioridad, y que constituye el episodio de fracturación tardihercínica.

En tiempos tardihercínicos se produce, además, la intrusión de plutones graníticos en Madridejos y Mora de Toledo. Estas masas graníticas generan aureolas de metamorfismo de contacto en los materiales paleozoicos.

No se tiene constancia de la existencia de deformación alpina en el área estudiada, debido a la ausencia de materiales mesozoicos. Sin embargo, más al Norte, en la zona de Toledo, existen fallas inversas de alto ángulo que superponen los materiales paleozoicos sobre materiales cretácicos y sobre el terciario de la Cuenca de Madrid. Estas deformaciones podrían haber tenido lugar en el Mioceno medio según MARTIN y DE VICENTE (1995).

Los materiales terciarios y cuaternarios se disponen discordantes sobre el zócalo paleozoico. Durante el periodo comprendido entre el Mioceno superior y el Cuaternario antiguo la región sufrió una tectónica extensional que asoció un volcanismo intraplaca alcalino subsaturado (ANCOCHEA, 1983; LOPEZ RUIZ et al., 1993 y CEBRIA y LOPEZ RUIZ, 1995) en la región del Campo de Calatrava. Este vulcanismo es posterior a la tectogénesis alpina de las Cordilleras Béticas e Ibérica.

4. FASES DE DEFORMACIÓN

La estructura actual de los materiales paleozoicos es el resultado de una deformación polifásica. Las principales fases de deformación se resumen en:

- Tectónica sárdica
- Deformación hercínica
- Deformación tardihercínica
- Deformaciones alpinas y postalpinas

Los **movimientos sárdicos** han sido descritos por todos los autores que han trabajado en este sector de la zona Centro Ibérica (BOUYX, 1970; MORENO, 1977; ROIZ, 1979, etc.). Son responsables de la marcada discordancia existente en la Hoja entre las Capas Intermedias del Ordovícico inferior y el substrato Cámbrico inferior (Serie de Los Cortijos). En otros sectores más al Oeste y al Sur, el ordovícico inferior se apoya directamente sobre el Precámbrico (Vendiense inferior-Rifeense), como sucede en el Domo del Bullaquejo (Hoja 17-30) y en Tirteafuera (Hoja 17-32), faltando al menos un millar de metros de serie. Este hecho lo atribuyen PORTERO et al. (1989) en la vecina Hoja de Piedrabuena, a la existencia de una importante falla de zócalo de rumbo NO-SE o NNO-SSE que actuó entre el Cámbrico medio y el Ordovícico inferior elevando el bloque occidental.

En la Hoja de Malagón parece existir también una falla de zócalo de rumbo NO-SE que discurriría paralela al Sinclinal de Piedralá. Esta posible falla sería responsable del importante cambio de espesores en los materiales de las Capas Intermedias (serie Púrpura) que pasan de tener un espesor de unos 300 metros en el bloque occidental (Sierra de Cubas) a más de un millar de metros en el bloque oriental (Columna del Collado de Valdecioso).

En áreas vecinas se han encontrado pliegues atribuibles a las deformaciones sárdicas (ver por ejemplo MORENO, 1977) y débiles basculamientos de los materiales cámbricos (LOPEZ DIAZ, 1991). La interpretación de estas estructuras así como la paleogeografía del Ordovícico inferior basal, apuntan a que la tectónica sárdica fue de carácter extensional, con formación de cuencas muy subsidentes limitadas por fallas profundas. En relación con estas fallas aparece un volcanismo fisural de carácter ácido e intermedio.

Deformación hercínica. Esta deformación es la principal responsable de la formación de las grandes estructuras de la zona.

Todos los autores que han trabajado en este sector de los Montes de Toledo coinciden en señalar la presencia de, al menos, dos fases de deformación hercínica (ROIZ, 1979; ITGE, 1989 y DIEZ BALDA y VEGAS, 1992).

Durante la *primera fase* hercínica se generaron las principales estructuras: pliegues, esquistosidad, cabalgamientos y fallas.

Los grandes pliegues llevan unas direcciones dominantes entre WNW-ESE y E-W. Aunque inicialmente pudieron ser pliegues cilíndricos, las deformaciones tardías han modificado esta situación, encontrándose inmersiones axiales variables de 20-30° o incluso mayores. Los planos axiales suelen ser subverticales o ligeramente vergentes hacia el Sur.

En los niveles formados por cuarcitas o medios "multilayer" (alternancias de cuarcitas-pizarras) los pliegues suelen ser abiertos, angulosos, con flancos rectos y charnelas agudas. Los ángulos entre flancos oscilan entre 60 y 120°. En algunos casos, como sucede al Sur del Banderín o a lo largo de las sierras de Fuenlengua y Malagón, se observan morfologías de pliegues en rodilla y pliegues en cascada (sucesiones de rodillas y rellanos).

En las formaciones pizarrosas los pliegues suelen ser más apretados. En el primer caso dominan los tipos 1B y 1C según la clasificación de RAMSAY (pliegues paralelos con mayor o menor tendencia al aplastamiento). En las pizarras, sin embargo, dominan los pliegues tipo 1C.

La esquistosidad desarrollada en los niveles pelíticos es una pizarrosidad (*slaty cleavage*). Es de plano axial de los pliegues de primera fase y tiene una dirección constante NW-SE, con buzamientos elevados tanto al SW (dominantes), como al NE. En los niveles más competentes se muestra como una esquistosidad más espaciada, grosera (*rough cleavage*) o de fractura, visible en las zonas de charnela. A escala de macro y micropliegues suele mostrar una disposición en abanico convergente.

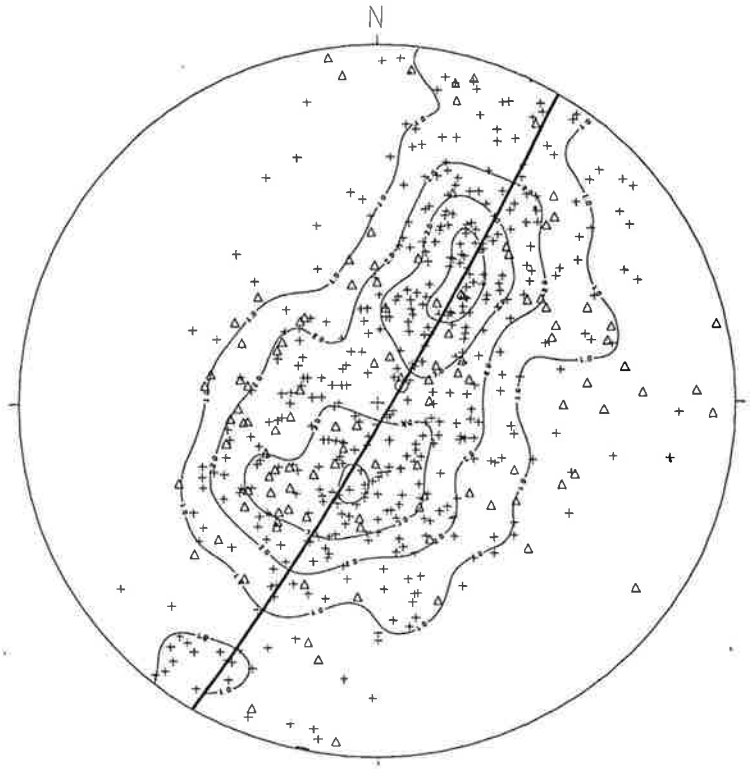
Otras estructuras atribuibles a la primera fase hercínica son fallas inversas de alto ángulo que se desarrollan en el flanco corto de algunos anticlinales, como puede verse en el Puerto de las Veredas o en Valdebenito, en la hoja de Malagón. Tienen una dirección ONO-ESE o NW-SE con buzamientos entre 60-70° al Norte y salto estimado de un centenar de metros.

Una *segunda fase* de deformación hercínica, probablemente no atribuible a la 2ª fase de deformación regional, modifica las estructuras generadas en el área de estudio durante la fase anterior, observándose pliegues de rumbo NE-SW, casi ortogonales a los de fase 1, dando lugar a figuras de interferencia del tipo 1 de RAMSAY, en domos y cubetas. En el ámbito del área sólo se han observado, localmente, pliegues cuyos ejes forman un ángulo de 45° con los ejes mayores. Si se observa el diagrama de proyección estereográfica de la esquistosidad principal (Fig, 1) existen polos medidos en el Cámbrico que se desvían notablemente de la orientación general y que están de acuerdo con pliegues NE-SW post-Sp.

Los micropliegues ligados a esta fase son también raros, observándose estos en los materiales cámbricos del macizo de La Morra, según una dirección próxima a N-S, e inmersión axial alta, en torno a 65° al N.

Regionalmente la segunda fase hercínica es bastante heterogénea, mostrando estructuras y direcciones variables de unos puntos a otros de la Cadena. Así en unas zonas aparece como una fase de plegamiento homoaxial y retrovergente con respecto a la primera, mientras que en otros puntos parece una fase oblicua. Esta variabilidad espacial podría responder a la reactivación de desgarres de zócalo durante la segunda fase. Así, LOPEZ DIAZ (1992) describe la presencia de bandas de cizalla levógira en los flancos de los anticlinales de Navalpino y Valdelacasa, al Oeste de la zona. Esas bandas de cizalla, subverticales y paralelas a los ejes de los pliegues mencionados, tienen componente combinado de desgarre levógiro y de cabalgamiento. En la Hoja de Malagón estructuras parecidas aparecen en el periclinal del sinclinal de Piedralá, en el sector de Valdeinfierno, donde una falla de dirección próxima a E-O produce un desplazamiento levógiro de 1 km. También al Sur de La Morra podría discurrir un desgarre NW-SE que sería responsable del giro de las estructuras de 1ª fase.

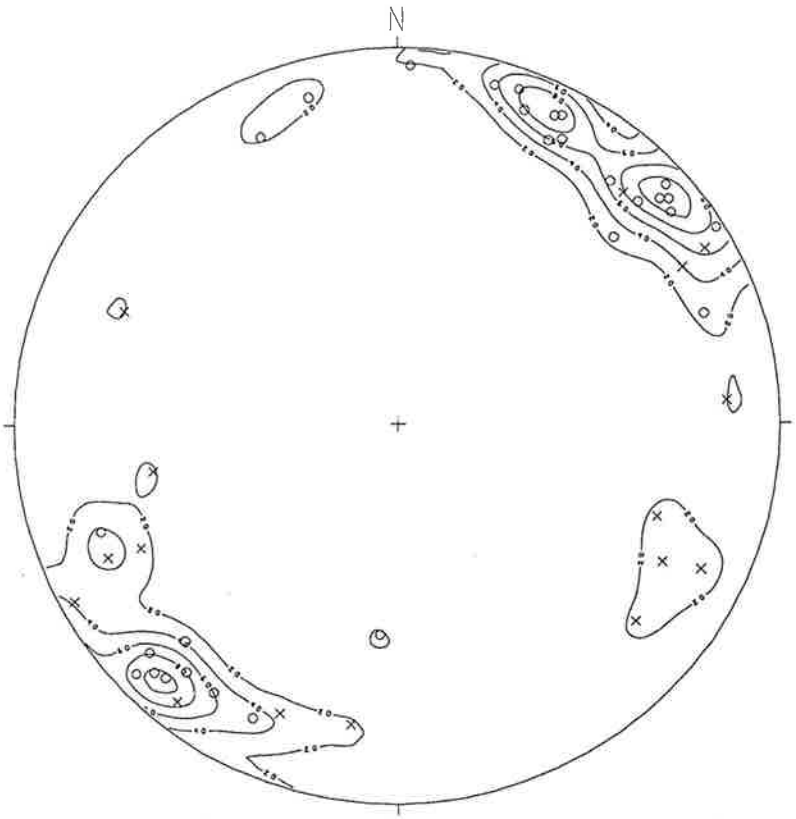
Fracturación tardihercínica. Existe una importante red de fracturación que afecta a las estructuras de plegamiento hercínicas. Algunas de estas fracturas corresponden al periodo tardihercínico, aunque es difícil su datación por no existir registro sedimentario que lo confirme.



ESTRATIFICACION

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	552
Mean Lineation Azimuth	55 6
Mean Lineation Plunge	83 2
Great Circle Azimuth	30 7
Great Circle Plunge	87 2
1st Eigenvalue	0 600
2nd Eigenvalue	0 302
3rd Eigenvalue	0 098
LN (E1 / E2)	0 685
LN (E2 / E3)	1 130
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	0 607
Spherical variance	0 2644
Rbar	0 7356

△ POLO SO CAMBRICO
+ POLO SO ORDOV



ESQUISTOSIDAD PRINCIPAL

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	45
Mean Lineation Azimuth	223 5
Mean Lineation Plunge	0 3
Great Circle Azimuth	46 2
Great Circle Plunge	6 6
1st Eigenvalue	0 723
2nd Eigenvalue	0 202
3rd Eigenvalue	0 075
LN (E1 / E2)	1 273
LN (E2 / E3)	0 995
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3))	1 279
Spherical variance	0 7268
Rbar	0 2732

o POLO Sp ORDOV
× POLO Sp CAMBR

Fig. 1. Proyección estereográfica equiareal de la estratificación y la esquistosidad principal en el sector de Malagón.

En la Hoja de Turleque existe una red de fracturación que afecta a las estructuras de plegamiento hercínicas. Algunas de estas fracturas corresponden al periodo tardihercínico, aunque es difícil su datación por no existir registro sedimentario que lo confirme. El sistema más importante lleva una dirección NE-SW, paralela a los pliegues de primera fase hercínica. Son fallas de desgarre sinestrales con componente inverso y vergencia Sur como sucede en la Sierra de las Esperillas, al Sur del Embalse de Finisterre. Estas fallas cortan los pliegues hercínicos y tienen un salto que puede llegar a los 500 m (Sierra de Algodor, corte III-III'). Un segundo sistema de desgarres, aparece a su vez dividido en dos: NE-SW (sinestral) y NNO-SSE (dextral). Estas estructuras biselan con alto ángulo los pliegues de primera fase hercínica. Del primer tipo se encuentran ejemplos en la Sierra de Los Yébenes, justo en el límite occidental de la Hoja, mientras que del segundo tipo se pueden observar en Sierra Larga. Esta familia tiene un muy escaso desarrollo en la Hoja.

En la Hoja de Villarrubia el sistema más importante lleva una dirección NNO-SSE, encontrándose bien desarrollado en el sector noroccidental de la Hoja. Son fallas de desgarre dextrales, con componente inverso de vergencia Sur, que cortan los pliegues hercínicos y que tienen un salto en la horizontal que no excede los 500 m. El más importante discurre al Este de La Calderina y se prolonga a lo largo de 15 km hasta el Santuario de Nª Sra. Virgen de la Sierra. Produce un desplazamiento en sentido dextral de unos 500 m y asocia pequeñas fallas inversas en su bloque de techo. Un segundo sistema de fallas lleva una dirección enttre NE-SO, OSO-ENE (N70°E) y E-O. Parece ser más antiguo que el anterior. Estas fallas son relativamente frecuentes y fueron reactivadas como normales durante la distensión neógena, aunque durante el periodo tardihercínico pudieron funcionar como desgarres y con componente inverso. Destacan en este sentido la falla que limita por el Sur el Anticlinorio de Los Cortijos y un sistema de fallas en "teclas de piano" que se localizan en la Sierra de Soloviejo y en la Cruz de Ocaña. Otro accidente de este tipo discurre cubierto bajo los materiales aluviales entre Los Rayados y la Ermita de San Cristobal. El salto de estas fallas en vertical se estima, como máximo, en unos centenares de metros.

En la Hoja de Malagón el sistema más importante lleva una dirección ENE-OSO, encontrándose bien desarrollado en el sector nororiental de la Hoja. Son fallas de desgarre sinestrales, con componente inverso de vergencia Sur, que cortan los pliegues hercínicos y que tienen un salto en la horizontal que no excede los 500 m. El más importante discurre desde la Estación del Emperador hasta El Retamar, a lo largo de 9 km. En la Sierra de la Fuenlengua y en el Macizo del Trincheto, los desgarres sinestrales toman una dirección NE-SO y lo mismo sucede en la zona de Los Cortijos. En este caso, un desgarre recorre unos 6 km entre Los

Cortijos y el valle de La Fuente del Piojo, donde se asocian a esta estructura pequeños cabalgamientos de escaso salto.

Un segundo sistema de desgarres lleva una dirección entre ONO-ESE (N100°E) y E-O. Parece ser más antiguo que el anterior. Son estructuras más minoritarias y se concentran en el flanco S del anticlinorio de los Cortijos y entre El Trincheto y Casavieja (al SO de Los Quiles). En la zona de Los Cortijos destaca la falla que limita por el S los afloramientos cámbricos y que discurre a lo largo de 18-20 km. Es una estructura que posiblemente jugó con componente de desgarre sinestral e inverso, este último no cuantificado. Los últimos movimientos, bien visibles en la vertiente de la Sª de la Velasca, indican componente normal. En el núcleo de los materiales cámbricos de Los Cortijos se ven fallas casi E-O frágiles, que asocian una importante silicificación que afecta a los materiales cámbricos. Entre El Trincheto y Casavieja, se suceden desgarres escalonados (en relevo), que también asocian localmente pequeños cabalgamientos, como sucede en Valdebenito.

Por último, se observan desgarres dextrales NNO-SSE, como sucede al O de Los Cortijos. Esta familia tiene un muy escaso desarrollo.

Deformaciones alpinas y postalpinas. La ausencia de registro sedimentario impide precisar las características de las deformaciones que afectaron a esta región durante el Mesozoico y el Terciario. Probablemente se produjo una reactivación de las estructuras hercínicas y tardihercínicas. Las Hojas de Malagón y de Villarrubia se encuentran ubicadas en el límite septentrional del campo volcánico de Calatrava, cuya actividad extrusiva se prolongó durante el Neógeno superior hasta el Cuaternario. Este volcanismo tuvo lugar en un contexto distensivo controlado fundamentalmente por las fallas del zócalo hercínico, fundamentalmente de dirección E-O y ENE-OSO. Una de estas fallas discurre por el Corredor de Porzuna-Malagón.

5. DOMINIOS ESTRUCTURALES

Desde un punto de vista descriptivo se pueden diferenciar los dominios estructurales siguientes, cuya distribución se presenta en el esquema adjunta.

5.1. SECTOR DE LA HOJA DE TURLEQUE

El **Anticlinorio de Mora –Orgaz** aparece en el ángulo noroccidental de la Hoja. En su núcleo afloran materiales cámbricos correspondientes a la Serie Verde intruídos por masas graníticas correspondientes al batolito de Orgaz. Estas rocas no afloran, estando recubiertos por materiales terciarios y cuaternarios.

El **Sinclinal de Los Yébenes** es una de las mesoestructuras más importantes de Los Montes de Toledo. Discurre según una dirección cercana a E-O durante una longitud de casi 40 km entre El Molinillo (Hoja nº 684, Navahermosa) y el río Algodor, ya dentro de esta Hoja. En su núcleo afloran las Pizarras de Río, que muestran una disposición tendida, afectada por suaves repliegues, como sucede al Oeste de la Estación de Los Yébenes. Dentro de la Hoja se observa solo el flanco septentrional, cuyo límite lo forman las crestas de Cuarcita Armoricana de la Sierra de Los Yébenes, suavemente plegadas.

El **Area plegada de Las Serrezuelas** limita al Oeste con el dominio anterior. Está formada por trenes de pliegues en general laxos y concéntricos, de plano axial vertical, aunque localmente pueden ser vergentes al SE (Sierra Larga), que afectan a la Cuarcita Armoricana. Los pliegues pueden tener los flancos sesgados por fallas inversas y se han observado pliegues de dirección casi ortogonal a los de primera fase hercínica.

El **Anticlinal de Algodor**, en realidad, forma parte del dominio anterior. Tiene, sin embargo, la peculiaridad de que en su núcleo afloran materiales del cámbrico (Serie Verde y areniscas de Los Cortijos), que se encuentran suavemente replegados. Es una estructura bastante simétrica en cuyos flancos aflora la Serie Púrpura y la Cuarcita Armoricana.

El **Area de La Carbonera-El Aljibe** constituye una alineación de crestas de estructura monoclinal, algo replegada en la Sª del Aljibe. Representa el borde NO del Domo de Urda en cuyo núcleo afloran los materiales del cámbrico inferior (alternancias de Urda y Areniscas de Los Cortijos), que en este sector se encuentran en gran parte recubiertos por los materiales terciarios.

ESQUEMA ESTRUCTURAL

Terciario y Cuaternario

Granitoide (Mora–Orgaz y Madridejos)

Ordovícico superior

Pizarras de Río Llanvirniense

Cuarcita Armoricana y Estratos de Pochico Arenigiense

Serie Púrpura Tremadoc

Complejo vulcano–sedimentario. Rocas volcánicas Cámbrico superior–Tremadoc

Cámbrico inferior. Areniscas de los Cortijos

Cámbrico Inferior. Alternancias de Urda

Cálizas de Urda. Los Navalucillos. Cámbrico inf.

Cámbrico Inferior. Serie del Azorejo

Fallas

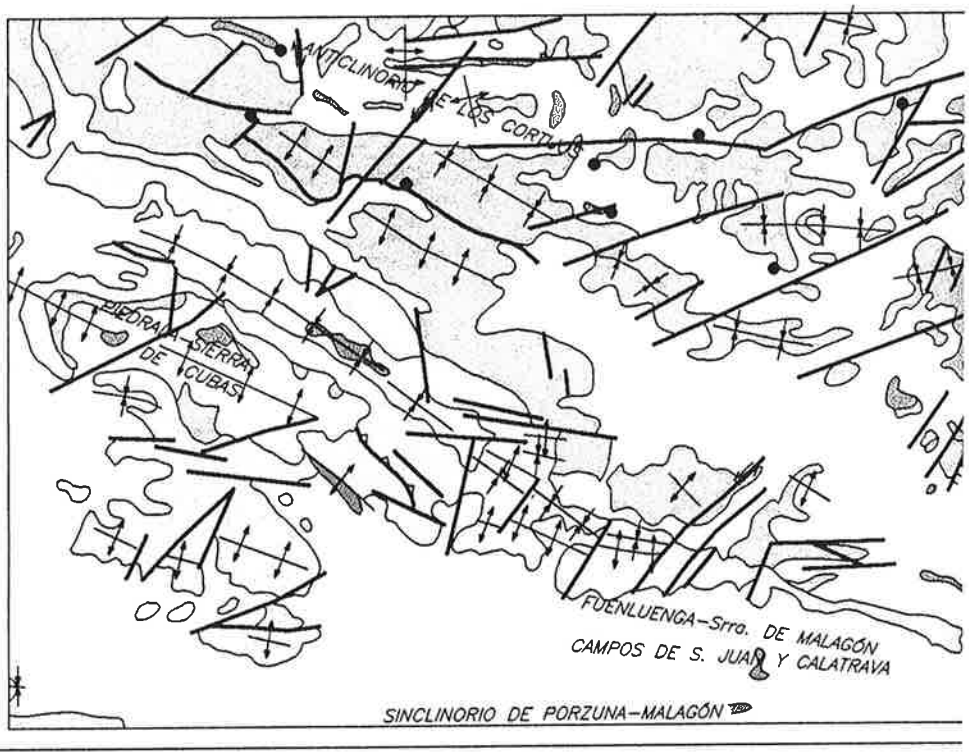
Fallas con indicación de hundimiento

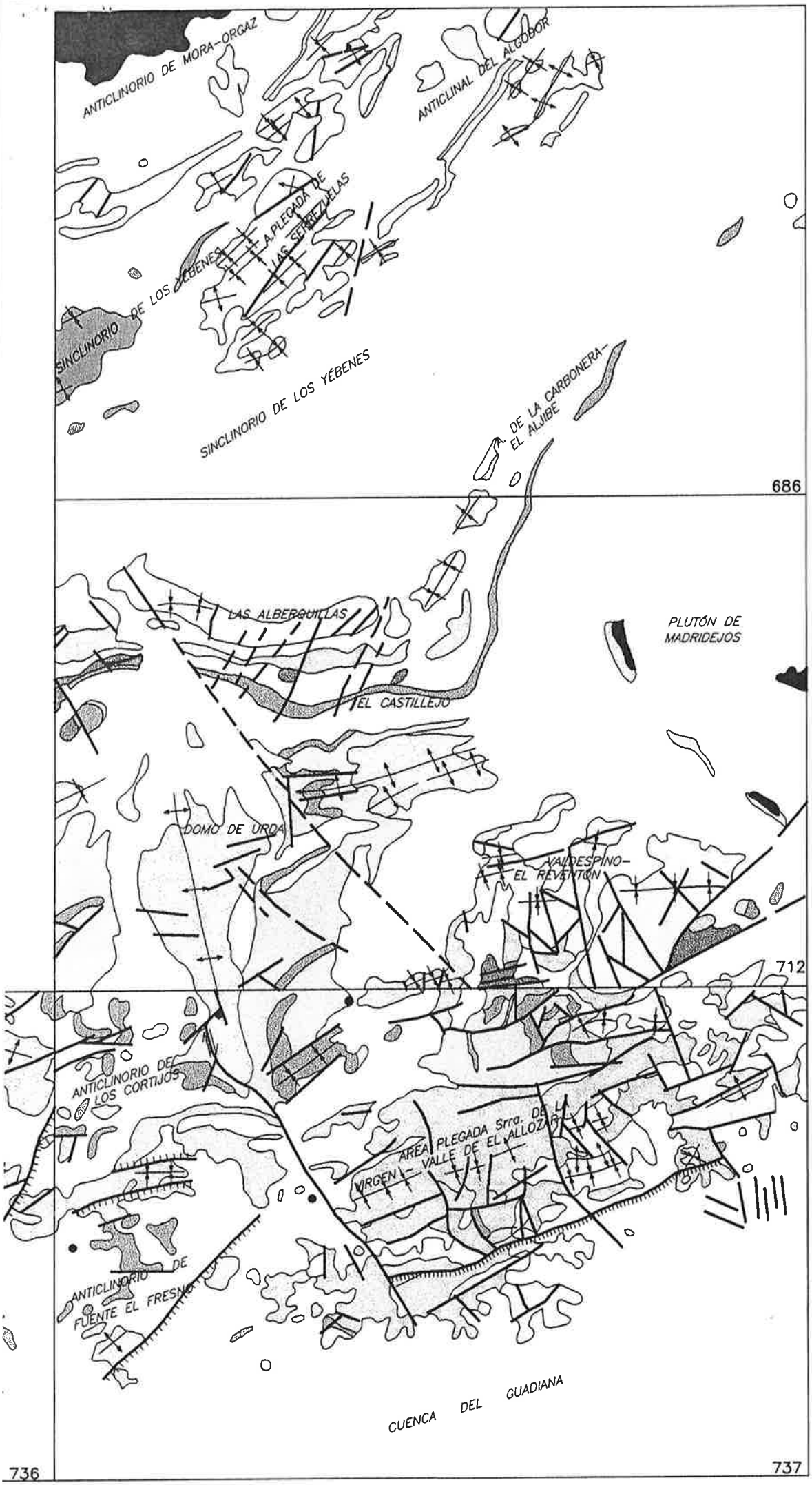
Anticlinal

Sinclinal

Falla con indicación de movimiento dextrógiro

Falla con indicación de movimiento levógiro




ANTICLINORIO DE MORA-ORGAZ
ANTICLINAL DEL ALGODOR
A. PLEGADA DE LAS SERREZUELAS
SINCLINORIO DE LOS YEBENES
SINCLINORIO DE LOS YÉBENES
A. DE LA CARBONERA-EL ALJIBE
686
LAS ALBERQUILLAS
PLUTÓN DE MADRIDEJOS
EL CASTILLEJO
DOMO DE URDA
VALDESPINO-EL REVENTÓN
712
ANTICLINORIO DE LOS CORTIJOS
AREA PLEGADA Srra. DE LA VIRGEN - VALLE DE EL ALLOZAR
ANTICLINORIO DE FUENTE EL FRESNO
CUENCA DEL GUADIANA
736
737

5.2. SECTOR DE LA HOJA DE MADRIDEJOS

El dominio del **Sinclinorio de Los Yébenes** marca el margen septentrional de la Hoja. En su núcleo afloran las pizarras de Río que prácticamente no afloran estando recubiertas por depósitos terciarios. En la vecina Hoja de Turleque, estos materiales están afectados por pliegues de primera fase hercínica que asocian una pizarrosidad muy penetrativa de plano axial.

El dominio de **Las Alberquillas-El Castillejo** está formado por una serie monoclinal de alternancia de niveles cuarcíticos duros competentes y blandos pizarrosos incompetentes que abarcan desde las areniscas de los Cortijos hasta los estratos de Pochico. La cuarcita Armoricana forma pliegues menores de direcciones próximas a E-O como sucede al N del Castillo de las Guadalerzas, o bien NE-SO (Sierra del Oso). En este último caso la vergencia es hacia el NO. Los materiales competentes están fracturados según tres sistemas de direcciones: NNE-SSO dominante, de desgarres sinestrales o de fallas normales; ENE-OSO, menos patente y NO-SE, desarrollado en El Rinconcillo y Las Guadalerzas, formado por desgarres dextrales. Destaca en este dominio el giro antihorario que sufren las estructuras de primera fase en la Sierra del Oso y, especialmente, en la Sierra Bermeja, donde las areniscas de Los Cortijos siguen una dirección próxima a N-S. Estas geometrías se consideran relacionadas al desarrollo del Domo de Urda.

El **plutón de Madridejos** se sitúa en el ángulo NE de la Hoja. La intrusión de los granitoides se produjo en el núcleo del Domo de Urda, que fue deformado durante el emplazamiento. Los bordes del plutón son visibles en la población de Consuegra, en los relieves del Castillo. Aquí las calizas del Cámbrico inferior están afectadas por metamorfismo de contacto y sus buzamientos oscilan entre 40-60° hacia el exterior del plutón. Estudios gravimétricos llevados a cabo por BERGAMIN y GONZALEZ (1986), deducen una forma elipsoidal del plutón según un eje mayor N-S y unos contactos con el encajante paleozoico muy verticalizados en la zona de la Hoja.

El **Domo de Urda** ocupa el sector central de la Hoja. En su núcleo afloran los materiales del Cámbrico inferior: Calizas de Urda/Navalucillos y alternancias de Urda. La estructura de estos materiales se aparta notablemente de la correspondiente al ordovícico. Pueden diferenciarse dos sectores: Urda y Los Campillos. En la zona de Urda, se observan una serie de pliegues de dirección próxima a E-O e inmersión axial al Oeste que asocian un clivaje pizarroso subvertical según la dirección de los pliegues. Las calizas presentan aquí un

comportamiento dúctil ante la deformación. El sector de Los Campillos, sin embargo, es un anticlinal de dirección NNO-SSE vergente al Este. Entre ambos sectores discurre un hipotético accidente de desgarre dextral que se prolonga desde el Castillo de las Guadalerzas hasta la Sierra del Reventón (Accidente de las Guadalerzas) y que provoca un giro antihorario de las estructuras.

El dominio de **Valdespino-El Reventón** constituye una cubeta contigua por el SE al domo Urda. En el núcleo del dominio están representadas las formaciones de pizarras de Valdehierro y la serie ordovícica (Serie púrpura, Cuarcita Armoricana y Estratos de Pochico). Destaca, sin embargo, el gran desarrollo de la formación de estratos de Pochico que ocupa más del 50% de su extensión total.

Estos materiales presentan sistemas de pliegues de direcciones ENE-OSO a E-O y se encuentran afectados por una densa red de fracturación. Se observan dos sistemas principales de fallas: NNO-SSE y NE-SO a ENE-OSO.

Del primer sistema destaca la falla del Puerto del Herradero que tiene una longitud de unos 5 km. Parece tener una ligera componente de desgarre dextral.

Para el sistema NE-SO el accidente más representativo es la falla de Valdehierro que afecta a la formación pizarrosa del mismo nombre.

5.3. SECTOR DE LA HOJA DE MALAGÓN

El **Anticlinorio de Los Cortijos** ocupa algo más de la mitad de la Hoja y su borde meridional seguiría una línea imaginaria que une los ángulos NO y SE. Está formado por tres núcleos de materiales cámbricos: Los Cortijos, El Emperador y La Morra, recubiertos por una cobertera plegada de materiales ordovícicos (Serie Púrpura). La estructura de los núcleos cámbricos está controlada por dos fases de deformación: la primera fase hercínica y una segunda fase responsable de la formación de domos.

En el área de Los Cortijos es característica la presencia en los materiales cámbricos de pliegues N-S que hacia el NO evolucionan a la dirección típicamente hercínica (NO-SE). Este cambio de dirección parece estar relacionado con el juego de fallas de desgarre E-O senestras atribuíbles a la segunda fase hercínica y/o a la deformación tardihercínica.

Lo mismo sucede con el núcleo de La Morra, donde claramente se observa un giro de la esquistosidad principal hercínica y se observan pliegues menores que la deforman y que

llevan una dirección N-S. En cierto modo es un pequeño domo cuyo flanco SO está afectado por una cizalla de dirección NO-SE, recubierta por los materiales aluviales del Arroyo de Los Cortijos.

El área de El Emperador muestra aparentemente una estructura más sencilla con un anticlinal NNO-SSE retocado por desgarres ENE-OSO.

La cobertera ordovícica muestra zonas casi tabulares y zonas con pliegues hercínicos vergentes al Sur. Estos pliegues están cortados por fallas de desgarre tardías ENE-OSO esencialmente senestras, que desvían la dirección de estos pliegues hasta ponerlos casi E-O.

El dominio de **Piedralá-Sierra de Cubas** afecta esencialmente a materiales ordovícicos. Se caracteriza por la presencia al NE de un sinclinal de gran longitud: el sinclinal de Piedralá, en cuyo núcleo afloran las pizarras de Río y el anticlinal de la Sierra de Cubas al SO, en cuyo núcleo hay pequeños asomos del Cámbrico inferior. El límite meridional, que lo separa del dominio de El Banderín-Sª de Malagón, lo constituye un sistema de fallas de desgarre en relevo, de dirección próxima a E-O. Ambos pliegues, pero especialmente el primero, tienen vergencia SO. El flanco NE del anticlinal de la Sierra de Cubas está muy verticalizado, parcialmente retocado por fallas paralelas al rumbo de la estratificación. Ambas estructuras están atravesadas por desgarres senestros de dirección NE-SO. Los materiales cámbricos del núcleo del anticlinal muestran pliegues menores de dirección próxima a N-S.

El dominio de **El Banderín-Fuenlengua-Sierra de Malagón** se extiende de Oeste a Este por la mitad meridional de la Hoja. Los materiales que lo forman corresponden al Ordovícico inferior, esencialmente Cuarcita Armoricana y Estratos de Pochico.

El sector del Banderín es una estructura dómica algo elongada según E-O, que prácticamente sería un anticlinorio. El núcleo de la estructura es bastante tabular, mientras que el flanco Sur se hunde abruptamente dando pliegues con morfología en rodilla, como sucede al NE de Las Rabinadas. Separado por una falla NE-SO aparece el pequeño anticlinal del Citolero, cuyo flanco N está hundido, afectado por una falla normal E-O.

Al Oeste del Banderín, entre Valdebenito y el Cerro de las Aguilas, la estructura es bastante compleja. Básicamente se resume en la presencia de trenes de pliegues NO-SE, transpresivos, acompañados localmente por despegues en flancos cizallados de anticlinales (Valdebenito). Estos pliegues están íntimamente relacionados con fallas de desgarre de movimiento senestro.

Entre la Fuenlengua y Malagón, la estructura se simplifica algo. La Cuarcita Armoricana forma pliegues de dirección próxima a la E-O, cuyo flanco Sur se verticaliza con desarrollo de morfologías en rodilla. Estos pliegues son cortados por fallas de desgarre senestras, algunas de gran longitud. No es descartable la presencia de cizallamientos a lo largo del flanco sur de las sierras en el contacto con los materiales pizarrosos incompetentes (Pizarras de Río).

El **sinclinorio de Porzuna-Malagón** ocupa el borde Sur de la Hoja, correspondiendo al flanco Norte de esta macroestructura. El núcleo, deprimido por la naturaleza esencialmente pizarrosa de los materiales, está enmarcado por los relieves de la Cuarcita Armoricana. Gran parte está recubierto por materiales terciarios y cuaternarios. Las únicas zonas de afloramiento se sitúan en el ángulo SO de la Hoja, al N de Porzuna y entre el río Becea y la Laguna Nava Grande. En el primer caso, los materiales del Ordovícico medio-superior, especialmente el nivel de las Cuarcitas de Canteras, dibujan una serie de pliegues de primera fase vergentes al Sur. Es de señalar el sinclinal que recorre el límite con la Hoja de Piedrabuena, cuyo flanco N aparece invertido. El afloramiento del río de La Becea está formado por las Pizarras de Río, que muestran aquí una pizarrosidad (*slaty cleavage*) muy penetrativa, subvertical y de dirección constante (ESE-ONO).

Los **depósitos terciarios** adquieren buen desarrollo en el ángulo SE de la Hoja. Constituyen el límite de los Campos de San Juan y Calatrava. Están formados por depósitos carbonatados y terrígenos, subtabulares, que rellenan depresiones frecuentemente controladas por fallas normales, en relación con la distensión que afectó esta zona durante el Mioceno superior. Este evento distensivo es responsable del importante volcanismo del Campo de Calatrava.

5.4. SECTOR DE LA HOJA DE VILLARRUBIA DE LOS OJOS

El **Anticlinorio de Los Cortijos** se extiende a lo largo del borde septentrional de la Hoja. En su núcleo afloran los materiales del Cámbrico inferior (Calizas de Navalucillos, formación Soleras y areniscas de Los Cortijos). Estos materiales muestran una estructura peculiar que se aparta en ocasiones de aquella de la coberterera ordovícica. Estos es particularmente visible en la zona de La Calderina, donde un anticlinal de eje norteado, en cuyo núcleo afloran las calizas, choca con las formaciones superiores que tienen una estructura próxima a E-O. Además, todo el conjunto cámbrico es recubierto en discordancia angular por la Unidad nº 7 atribuída al ciclo ordovícico, que se encuentra prácticamente horizontal. El

Anticlinorio está afectado por grandes fallas ENE-OSO y E-O. y el contacto con los materiales ordovícicos es mecánico en la zona de El Umbrión.

El **Anticlinorio de Fuente El Fresno** se localiza al Sur del anterior. Bajo una cobertera ordovícica plegada y fallada se sitúan nuevamente las formaciones cámbricas. En éstas destaca la posición subtabular de las Areniscas de Los Cortijos en la zona de El Piruétano, mientras que al Sur aparecen las calizas de Urda formando pliegues de ejes NE-SO. El límite oriental del dominio viene marcado por una falla normal NE-SO que hunde el bloque suroriental, falla que es la reactivación neógena de un accidente más antiguo, posiblemente tardihercínico.

El dominio de la **Sierra de la Virgen-Valle del Allozar** representa la cobertera ordovícica plegada, que recubre a los anticlinorios anteriormente descritos. Es una zona fuertemente fracturada en la que destacan pliegues de primera fase hercínica de tendencia cilíndrica y vergencia Sur dominante. Muchos de estos pliegues muestran flancos cizallado por fallas en parte singenética y en parte tardías. Particularmente importante es la red de fallas tardihercínicas que es intensa en el sector de la Sierra de la Virgen. Destacan las fallas NNO-SSE, algunas con componente inverso importante.

Una zona de estructura peculiar se sitúa justo al Oeste de Villarrubia de los Ojos. Aquí la Cuarcita Armoricana llega a disponerse según rumbo N-S (al E de La Friolera), que se aparta de la dirección dominante de primera fase hercínica. Se interpreta este giro en relación a los desgarres tardihercínicos de dirección ENE-OSO.

El dominio de la **Cuenca del Guadiana** incluye aquí una zona deprimida donde se asientan las Tablas de Daimiel y ocupa todo el borde meridional de la Hoja. Comprende materiales terciarios de la cuenca que muestran una disposición estructural subtabular, aunque ya en su borde norte se han llegado a medir buzamientos de hasta 15° al Norte. Se interpreta que el borde septentrional de la cuenca en este sector está definido por fallas ENE-OSO con hundimiento del bloque meridional, fallas que están recubiertas por los abanicos aluviales procedentes de las sierras paleozoicas.

6. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES

6.1. TECTÓNICA HERCÍNICA Y PREHERCÍNICA

Las deformaciones más antiguas de las que se tiene constancia se atribuyen al **diastrofismo sárdico**. Las capas basales del Ordovícico, atribuídas tradicionalmente al Tremadoc, descansan en discordancia angular tanto sobre materiales del Cámbrico inferior datados como Bilbilienses (Areniscas de los Cortijos), como sobre el denominado Complejo Volcano-sedimentario, de edad hasta ahora desconocida. Esta fase de deformación pudo tener un carácter extensional, con importante papel de fallas de zócalo. Hasta el momento, con las dataciones disponibles, principalmente paleontológicas, esta fase de deformación tuvo lugar entre el Cámbrico superior y el Arenigiense inferior.

La **deformación hercínica** es difícil de datar debido a la escasez de criterios estratigráficos, por lo que es necesario acudir a los datos regionales. En este sentido, en el Sinclinorio de Herrera del Duque, situado al Oeste de la zona estudiada, se conoce desde antiguo la existencia de una discontinuidad estratigráfica entre el Devónico inferior y el superior. Esta discontinuidad representa un cambio en la sedimentación desde condiciones de plataforma somera en el Devónico inferior a la implantación de una facies *flysch* con depósito de turbiditas, materiales considerados sinorogénicos en el conjunto de la Cadena Hercínica, durante el Devónico superior-Carbonífero inferior. Por consiguiente, el inicio de la deformación hercínica cabe suponer que tuvo lugar en el Devónico medio.

Los materiales del Devónico superior en los sinclinales de Herrera del Duque y Almadén, se encuentran afectados por las estructuras de la primera fase hercínica. Por otra parte, la intrusión de la granodiorita de Fontanosas, considerada postfase-1, ha sido datada en 302 $\pm$ 7 m.a., es decir Westfaliense superior (SAUPE, 1973). Del mismo modo, los materiales carboníferos de la Cuenca de Puertollano, claramente postorogénicos, se datan como Estefaniense B superior y C. Por lo tanto, la edad de la deformación principal hercínica se situaría entre el Devónico superior y el Westfaliense superior.

Respecto a la edad de la fracturación cabe hacer las siguientes precisiones. Existen una serie de fallas cuyo origen es claramente contemporáneo a la formación de los pliegues de primera fase hercínica. Otras, sin embargo, cortan estos pliegues y se han considerado pertenecientes al periodo de **deformación tardihercínica**. Estas fallas, en otros puntos del orógeno, están relacionadas con la sedimentación permo-carbonífera, con la intrusión de granitoides tardihercínicos y asocian un vulcanismo (Cadena Ibérica y Sistema Central). Por

consiguiente, se les atribuye una edad comprendida entre el Estefaniense y el Pérmico inferior. Originadas como fallas de desgarre, fueron reactivadas en régimen normal durante el Pérmico superior y el Trías, y como bien se ha documentado en áreas alpinas, durante el Mesozoico y Terciario.

6.2. TECTÓNICA ALPINA Y POSTALPINA

Las limitaciones impuestas por el registro estratigráfico obligan, nuevamente, a abordar la evolución geodinámica de este sector en un contexto regional más amplio.

En la región no existe registro sedimentario del Cretácico terminal y Paleógeno-Mioceno inferior que permita reconstruir la sucesión de eventos tectónicos alpinos. En la llanura manchega oriental y borde sur de la Sierra de Altomira se ha definido la existencia de varias fases tectónicas: intraeocena superior, finioligocena, miocena inferior, intravallesiense o del mioceno superior y pliocenas.

De todas estas fases tectónicas, las más importantes, generadoras de estructuras, son la finioligocena y la miocena inferior (Castellana y Neocastellana, respectivamente). En el campo de Montiel y Prebético externo, también a falta de registro sedimentario paleógeno, se observan además fases tectónicas en el Mioceno Inferior y Superior.

No se puede precisar cuál o cuáles fases son las responsables de la estructuración de los materiales triásicos y mesozoicos, existentes en el Campo de Montiel (Hoja 20-31: Manzanares), pero por lo dicho anteriormente se puede concluir que el plegamiento debió producirse en el Oligoceno superior y/o Mioceno inferior. Se observan suaves pliegues, cuyos flancos están inclinados menos de 20° y cuyas direcciones son E-O y N110°-120°E. Algunas fracturas más recientes de direcciones E-O y NE-SO afectan a estos materiales.

La deformación neógena parece derivarse de la reactivación de antiguas fallas del zócalo en las que juegan un importante papel las direcciones submeridianas y las transversas que van desde E-O a NE-SO (PEREZ GONZALEZ, 1981). El Neógeno superior se caracteriza por los procesos distensivos que se iniciaron en el Mioceno superior, con posterioridad a la fase ce compresión bética (Serravalliense superior-Tortoniense inferior). PEREZ GONZALEZ (op.cit.) aboga por dos etapas distensivas fundamentales. La más antigua sería responsable de la apertura de las Cuencas del Júcar y Cabriel y de las Cuencas o depocentros de Villarta, Daimiel y Ciudad Real rellenas por depósitos de edad Mioceno superior-Plioceno inferior. La segunda amplía la cuenca de sedimentación a toda la Llanura

Manchega, teniendo lugar en el límite Plioceno inferior-superior (fase Iberomanchega, 1). Nuevos reajustes tectónicos de menor intensidad precedieron a la instalación de la Raña (fase Iberomanchega, 2).

Tanto en los Campos de Calatrava, como en la Llanura Manchega, los materiales pliocenos se encuentran suavemente deformados por ambas fases.

MOLINA (1975), basándose en las discordancias angulares observables entre los materiales "volcanosedimentarios" y los materiales calcáreos infrayacentes al yacimiento de Las Higueruelas y en la deformación que, a su vez, presentan, establece la existencia de dos fases tectónicas asociadas a épocas de mayor actividad volcánica, que sitúa en el Mioceno superior y Plioceno medio.

Estas deformaciones y discordancias podrían estar relacionadas con la actividad volcánica y en particular, con el abombamiento y colapso de calderas, correlativo y subsiguiente a las erupciones. Resulta evidente que estos procesos han afectado también a sedimentos recientes deformando las costras calcáreas plio-pleistocenas (ángulo sureste de la Hoja 18-31: Ciudad Real) y algunas terrazas.

Poco se puede indicar en relación a las etapas tectónicas recientes: pre-Raña y presuperficiales de La Mancha. Probablemente se trate de etapas distensivas con pequeñas desnivelaciones entre la Cuenca Manchega y las montañas que la circundan.

7. NEOTECTÓNICA

La meseta Sur presenta en su conjunto una escasa actividad neotectónica, sin manifestaciones consistentes de la misma en amplios sectores de los Montes de Toledo, donde , además, se suma la controversia existente en relación a las dataciones de los sedimentos más recientes y de las superficies de erosión, en ocasiones afectadas por fracturas con indudable actividad alpina durante el Mioceno. Gran parte de estas fallas han sido consideradas como de "posible actividad durante el periodo neotectónico".

Dentro de la Meseta Sur, los Montes de Toledo, además de las Sierras de las Villuercas y Guadalupe, constituyen un relieve importante en el que la superficie fundamental ha sido elevada hasta cotas de 1000 m.. El borde meridional de este relieve, con orientación E-O, coincide con la prolongación del importante accidente del borde septentrional de la cuenca del Guadiana, que corresponde a una banda de fallas en relevo con direcciones NE-SO y E-O, que se prolonga hasta la zona de Navas de Estena, perdiéndose su continuidad al Sur del macizo de Toledo. La vertiente septentrional desciende más gradualmente hacia la cuenca del Tajo y presenta un contacto dentado debido a la existencia de fracturas de dirección NNE-SSO y ENE-SSO.

Es de señalar, por otra parte, la asimetría bastante generalizada que presentan todos los valles, con dirección aproximada N-S, de la cuenca del Tajo, que podría interpretarse como un basculamiento o una flexión a escala cortical con hundimiento hacia la Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira.

Respecto a la sismicidad en la región de los Montes de Toledo, señalar la escasez de registro de sismos históricos e instrumentales, restringida a la existencia de algunos episodios de escasa entidad (magnitud inferior a 3) y de origen dudoso y a los terremotos históricos de Mora de Toledo (24-8 y 4-10 de 1755) cuyas intensidades alcanzaron los grados de V y IV, respectivamente

GINER, et al ,1996, realizan un análisis del estado de esfuerzos actual basado en el análisis poblacional de los mecanismos focales de terremotos, de una extensa área centrada en la Meseta Sur y Cordillera Ibérica, hacia cuyo borde occidental aparece representada la región correspondiente a la zona de estudio. Dichos autores definen regionalmente un tensor actual de carácter direccional con una orientación σ_{HMAX} según N135°-140°E y un segundo estado de esfuerzos, que actúa simultáneamente con el anterior, definido por un tensor de carácter normal-direccional con una dirección de σ_{HMAX} N45°-55°E, ortogonal al tensor regional, y

que definiría una extensión según N135°-145°E, subparalela a la compresión regional deducida.

7.1. INDICIOS DE ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA

Dentro de la hoja de Turleque, un indicio local de probable actividad durante el periodo neotectónico se localiza en el paraje denominado Barranco de la Malva, aproximadamente a la altura del punto kilométrico 40 de la CN-400 que une las localidades de Consuegra y Mora. El indicio consiste en una falla de dirección N35°E y buzamiento subvertical que afecta a los conglomerados, areniscas y arcillas de la unidad 12, a la que se le atribuye una edad Paleógeno-Mioceno (bloque SE) y a materiales de la unidad 23, terrazas de edad Pleistoceno superior (bloque NO).

A escala mas regional , dentro de la hoja de Turleque, un segundo indicio de actividad neotectónica se localiza hacia el cuadrante SE de la misma. En este sector, la base de la unidad 17 (costra carbonatada), a la que se le atribuye una edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior, presenta una inclinación del 0,20% hacia el Este, que no es patente en sectores orientales de la hoja y que pudiera representar un basculamiento del bloque hacia el Este, propiciado por rejuegos NO-SE en tiempos posteriores al Plioceno superior.

Por otra parte, en este mismo sector de la hoja, inmediatamente al Norte de la Cañada Nueva- Cañada de Torrejón, drenaje de trayectoria rectilínea y dirección NE-SO, se localiza con similar trazado, la línea divisoria de aguas de las cuencas del Tajo, (al Norte) y del Guadiana (al Sur), cuya disposición pudiera estar relacionada con movimientos diferenciales entre bloques limitados por fracturas antiguas de dirección NE-SO, en tiempo neotectónico.

Es de señalar que las direcciones de los tensores deducidos por GINER et al, op.cit., son compatibles con las correspondientes a la fracturación que, en la hoja de Turleque, se relacionan con una posible actividad neotectónica.

Dentro de la hoja de Madridejos no se han detectado indicios de actividad neotectónica a escala de afloramiento. La presencia en la hoja de estudio de tres generaciones de conos y abanicos aluviales durante el Pleistoceno (unidades 17,18 y 19), se interpreta en relación a pulsos tectónicos durante esta época que pudieron producir movimientos relativos entre bloques limitados por fracturas preexistentes y, probablemente, generar fracturas nuevas. En este sentido, señalar que no se han observado en campo indicios de actividad tectónica sobre los depósitos de estos abanicos, cuyo registro resulta problemático por la naturaleza de

los materiales, al igual que su identificación, en mayor medida cuando no existen afloramientos y cortes de calidad.

La distribución en la hoja de estudio de los bloques de zócalo es compleja, sin que sea posible definir un límite de dirección común entre estos y la cuenca terciaria. Las geometrías de los abanicos indican una casi generalizada dirección de transporte norteada. Los abanicos mas extensamente representados en la hoja de estudio son los correspondientes a la unidad 17 de edad Pleistoceno inferior, en tanto que los correspondientes a las unidades 18 y 19 de edades Pleistoceno medio-superior aparecen restringidos al cuadrante NO de la hoja, adosados al bloque de zócalo más próximo al límite Norte de la misma. La distribución de estos abanicos probablemente representa la individualización de bloques y procesos durante el Pleistoceno, condicionada por la actividad neotectónica y una tendencia, en la hoja de estudio, de hundimiento al Norte.

Dentro de la hoja de Malagón, hacia su borde meridional, la existencia de dos generaciones de depósitos de conos y abanicos aluviales, (unidades 20 y 21), de edades Pleistoceno inferior y Pleistoceno medio-superior, respectivamente, los últimos escasamente representados en la hoja, se interpreta como reactivaciones de los sistemas asociados a movimientos de fallas durante estos periodos. Por su disposición y las geometrías que presentan estos depósitos, se interpreta que los movimientos neotectónicos se desarrollaron, fundamentalmente, sobre fallas de direcciones NE-SO, dirección coincidente con el borde de la cuenca terciaria en esta hoja, y, probablemente, sobre fallas NO-SE que pudieron producir, además, desplazamientos de las anteriores.

Las direcciones de estas estructuras, a las que se atribuye actividad neotectónica, es compatible con las direcciones definidas por GINER et al, op. cit., para los tensores de esfuerzos actuales.

Dentro de la hoja de Villarrubia de los Ojos, hacia su borde meridional, la existencia de dos generaciones de depósitos de conos y abanicos aluviales, (unidades 16,17), de edades Pleistoceno inferior y Pleistoceno medio-superior, respectivamente, se interpreta como reactivaciones de los sistemas como consecuencia de movimientos de fallas durante estos periodos. Por su dimensión y expresión cartográfica son los más importantes los correspondientes a la unidad 17; de cuya localización y geometrías se interpreta que los movimientos neotectónicos se desarrollaron, fundamentalmente, sobre fallas de direcciones NE-SO, dirección coincidente con el borde de la cuenca terciaria en esta hoja, y,

probablemente, sobre fallas NO-SE que pudieron producir, además, desplazamientos de las anteriores. A los movimientos de estas estructuras se atribuyen ligeros basculamientos (15°) hacia el Norte, localmente detectados en materiales de la unidad carbonatada (12) del Plioceno superior.

Las direcciones de estas estructuras, a las que se atribuye actividad neotectónica, es compatible con las direcciones definidas por GINER et al, op. cit., para los tensores de esfuerzos actuales.

7.2. SISMICIDAD

A escala regional, en el entorno próximo del área estudiada, el registro histórico del Banco de Datos Sísmicos del Servicio Nacional de Sismología señala la existencia de 11 epicentros correspondientes a 12 sismos (fig. 3) registrados entre los años 1755 y 1998, cuyas características se recogen en la tabla adjunta.

Dentro de los límites del área de estudio se sitúan dos epicentros, localizados dentro de los límites de la hoja de Villarrubia de los Ojos. El primero de ellos (n° 5) con fecha 18-4-1989, de magnitud 2,3 e intensidad desconocida, se localiza hacia el vértice NO de esta hoja, sector en el que la fracturación más patente sigue direcciones NE-SO. El segundo epicentro (n° 6), de fecha 11-8-1998, magnitud 1,3 e intensidad desconocida, se localiza en la Sierra de la Virgen, hacia el sector centro-norte de dicha hoja, donde afloran materiales paleozoicos con predominio de los correspondientes al Tremadoc (unidades 7 y 8), intensamente plegados y compartimentados por fracturas de directriz hercínica.

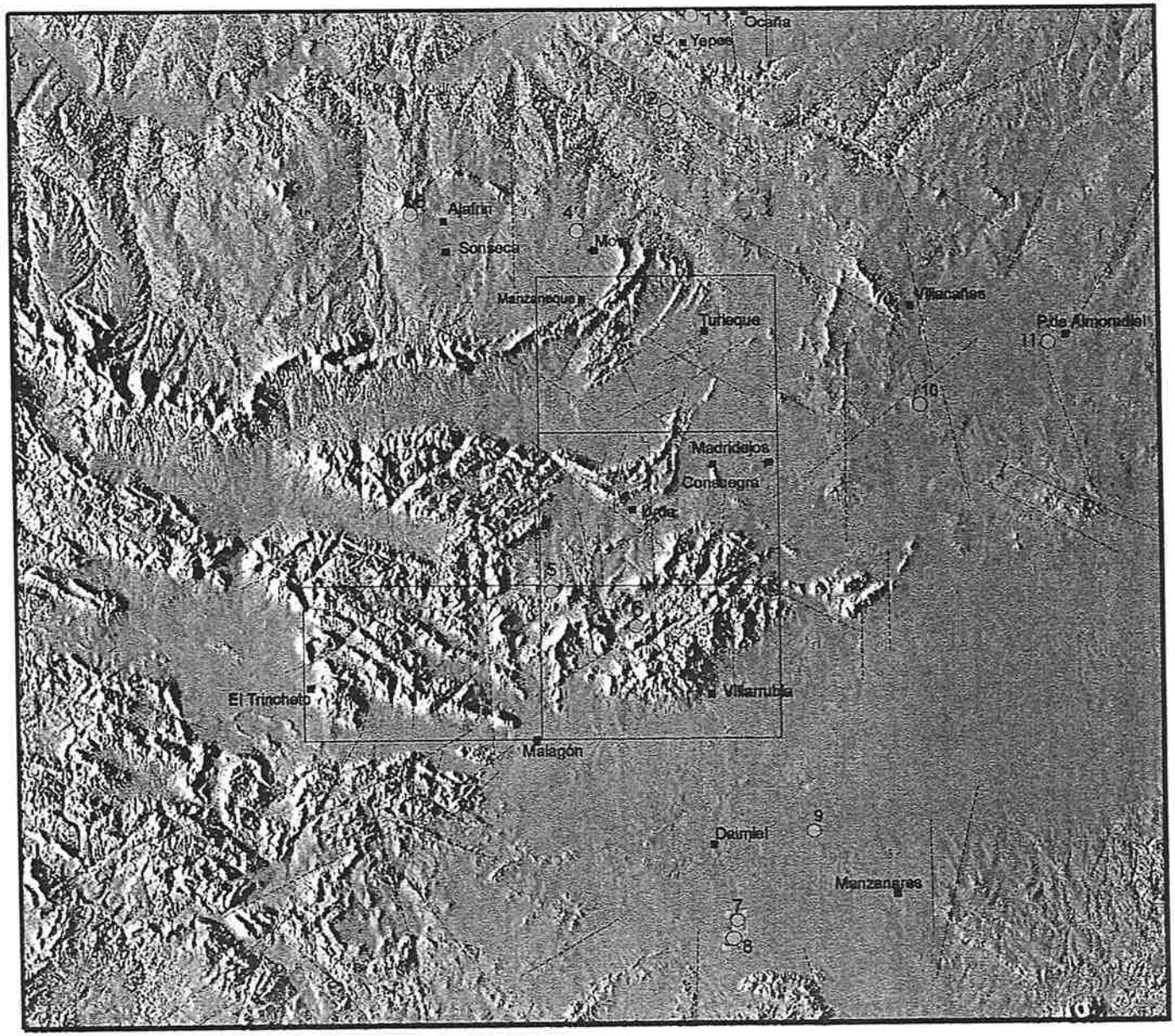


Fig.3.- Localización de epicentros sísmicos (⊙ [10]), fotolineamientos y situación de la hojas estudiadas

Nº IDENT.	FECHA	HORA	LONGITUD	LATITUD	PRO	RMS	EH	EZ	NO	AGEN	MAG	INT	LOCALIZACION
1	1998-05-04	09-33-11.6	03-37.8 W	39-57.0 N	0	0.2	08	00	8	SSIS	1.4		OCAQA.TO
2	1998-04-30	07-41-51.7	03-40.8 W	39-54.0 N	0	0.6	04	00	15	SSIS	2.1		YEPES.TO
3	1997-09-28	03-21-37.2	04-01.1 W	39-43.8 N	2	0.5	2	2	13	SSIS	2.6		AJOFRIN.TO
4	1755-08-24	03-00-00.0	03-48.0 W	39-42.0 N						SSIS		V	MORA.TO
	1755-10-04	10-30-00.0	03-48.0 W	39-42.0 N						SSIS		IV	MORA.TO
5	1989-04-18	17-34-11.2	03-50.1 W	39-18.9 N		0.3	2		11	SSIS	2.3		URDA.TO
6	1998-11-08	00-00-51.0	03-43.8 W	39-17.9 N	0	0.6	03	00	15	SSIS	1.3		S URDA.TO
7	1994-10-20	04-11-05.5	03-34.1 W	38-58.8 N	3	0.9	2	3	25	SSIS	3.2		DAIMIEL.CR
8	1992-05-27	02-29-33.5	03-32.2 W	38-57.2 N	7	0.6	2	3	14	SSIS	2.8		DAIMIEL.CR
9	1967-11-26	17-11-36.0	03-28.0 W	39-04.4 N	5	0.7	13	21	6	SSIS	3.8		MANZANARES
10	1994-02-06	05-27-27.1	03-19.6 W	39-31.0 N	9	0.6	2	3	26	SSIS	3.5		VILLACAÑAS.TO
11	1994-03-19	13-14-11.4	03-09.3 W	39-35.5 N	2	0.4	1	2	10	SSIS	2.6		PUEBLA DE ALMORADIEL.TO

LOCALIZACION Y CARACTERÍSTICAS DE LOS PRINCIPALES SISMOS OCURRIDOS EN LA REGION (FUENTE: BANCO DE DATOS SISMICOS; S.N.S)