

CARACTERES TECTONICOS DE LOS METASEDIMENTOS DEL OESTE DE LA PROVINCIA DE SALAMANCA

A. Martín-Izard (*)

RESUMEN

Se exponen en este trabajo los principales caracteres tectónicos de los metasedimentos situados al O de la provincia de Salamanca, en el área de Ciudad Rodrigo. En términos generales, las rocas que constituyen el área, que corresponden en general a cuarcitas, conglomerados, esquistos y rocas calcosilicatadas, están plegadas por las diversas fases de la orogenia hercínica, además de una fase prehercínica.

Por lo que se refiere a la tectónica hercínica, en el área estudiada se observa la superposición de tres fases principales de deformación, además de otras estructuras debidas a fases posteriores. Las direcciones de los pliegues asociados a cada una de estas fases son respectivamente NO-SE, E-O y NE-SO, resultando de todas ellas la más importante y generalizada la primera, mientras que las otras dos sólo adquieren importancia en áreas localizadas.

En relación con estas tres fases tectónicas, además de una serie de intrusiones graníticas, se desarrollan respectivamente una esquistosidad de flujo, crenulación y fractura.

Palabras clave: *Tectónica, metasedimentos, Hercínico, pliegues, esquistosidad, Complejo Esquisto Grauváquico.*

ABSTRACT

The main tectonic features of the metasediments in the Ciudad Rodrigo area, in the western part of the Salamanca province, are given in this paper.

The metamorphic rocks —quartzites, conglomerates and slates, as well as some calc-silicates layers— were folded during the Hercynian orogeny, although a pre-Hercynian tectonic phase, without schistosity, is also locally present.

The Hercynian orogeny in the area is characterized by three main tectonic stages which gave place to folds trending NW, E and NE respectively. The first one, which produced axial plane schistosity, was the most important, while the other two, which occasionally originated strain-slip schistosity, are occasionally present. Finally, there are some other tectonic structures, such as kink-bands, and fracturing which are late Hercynian age.

Several granitic intrusions developed simultaneously with the main tectonic phases, especially the first and the second ones.

Key words: *Tectonic, Metasediments, Hercynian, Folds, Schistosity, Schist Graywacke complex.*

Introducción

Los materiales metasedimentarios de la región centro-occidental de España, donde se encuentra la zona estudiada, son de muy diversa naturaleza y corresponden a dos unidades principales, las precámbricas y cámbricas —posiblemente deformadas, aunque muy suavemente, antes de la orogenia hercínica—, y las paleozoicas postcámbricas, las cuales fueron fuerte-

mente afectadas, junto con las anteriores, por aquella orogenia.

Estas dos unidades son las que forman el basamento hercínico sobre el que se depositaron los materiales postpaleozoicos, entre ellos los del terciario. El basamento hercínico, que se extiende por todo el oeste peninsular, ha sido dividido en varias zonas de acuerdo con sus características paleogeográficas, tectónicas y metamórficas. La primera división se debe a

(*) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Salamanca.

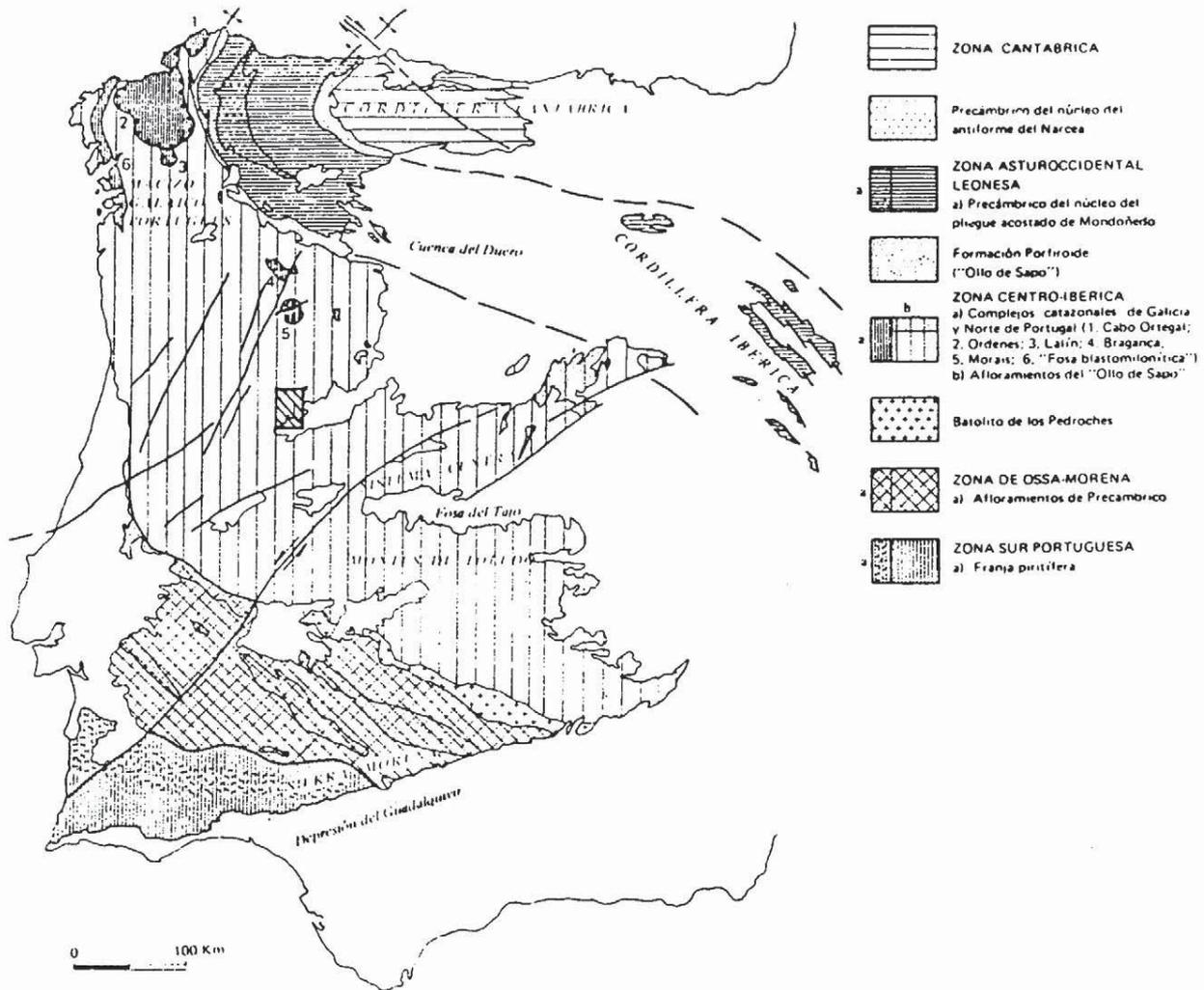


Fig. 1.—División en zonas del Macizo Ibérico, según Julivert y otros (1972) y localización del área estudiada.

Lotze (1945, 1961), quien engloba el área estudiada dentro de la zona Galaico-Castellana. Posteriormente, Ribeiro (1970) la incluye en la llamada Galicia Occidental-Duero Inferior y Jullibert y otros (1972) en la denominada Centro Ibérica (fig. 1).

La zona Centro-Ibérica está constituida por rocas plutónicas y metamórficas, que van desde el precámbrico al pérmico. Las rocas pelíticas preordovícicas son fundamentalmente pelítico arenosas y muy semejantes entre sí, siendo a veces muy difícil su separación en pisos, sobre todo cuando no están representadas las calizas y cuarcitas cámbricas. Esta es la razón por la que todo este conjunto se suele representar como una sola unidad geológica, a la que Carrington Dacosta (1950) denominó Complejo Esquisto Graváquico (CEG), o Formación Beiras, aunque, al menos en el área estudiada, se la podría definir mejor como

Complejo Pelítico Arenoso, ya que no existen en ella verdaderas grauvacas.

Situación del área estudiada

La zona investigada se encuentra toda ella en la provincia de Salamanca, en el borde occidental de la denominada cuenca tectónica de Ciudad Rodrigo, la cual es una alargada apófisis de materiales cenozoicos y miocenos que se extienden desde el extremo suroccidental de la Cuenca de Duero, hasta más allá de Ciudad Rodrigo, llegando a traspasar en algunos kilómetros la frontera portuguesa. Las rocas metamórficas pertenecen a los sedimentos más antiguos de los que forman la penillanura herciniana y están constituidas por materiales precámbricos, cámbricos y ordovícico silúricos, quedando incluida la mayor parte de

las rocas anteordovícicas en el CEG. Estos materiales metamórficos están afectados por las diferentes fases de deformación de la orogenia hercínica, las que han dado lugar a la orientación dominante NO-SE de las estructuras tectónicas.

Los materiales ordovícico-silúricos de la región afloran en cuatro sinformas —denominadas por Martínez y Nicolau (1973) como de Aldeatejada, Las Veguillas, Tamames y Peña de Francia—, las cuales quedan comprendidas entre cuatro antiformas —las de Martinamor, Guijuelo, Miranda del Castañar y Fuenteguinaldo—, formadas por materiales del CEG. Todas estas estructuras están atravesadas por las intrusiones graníticas hercínicas —en su mayor parte granodioritas, granitos monzoníticos y leucogranitos— y ocultas por los materiales cenozoicos de la fosa de Ciudad Rodrigo, aunque las dos últimas sinformas antes aludidas se continúan, al NO y O de la fosa por las alineaciones de Bogajo-Ahigal de los Aceiteros y sierra de Camaces.

Por su parte, los materiales terciarios se depositaron en una fosa tectónica limitada por grandes fracturas, que siguen, en general, direcciones SO-NE.

Este simplificado esquema se complica por la presencia de varios accidentes geológicos transversales que alteran la monotonía de los sedimentos terciarios, y que dividen la cuenca de Salamanca-Ciudad Rodrigo en cinco sectores, que, de NE a SO, corresponden a los ríos Valmuza, Arganza, Huebra, Yeltes y Agueda. En este caso, la zona estudiada está atravesada por los cauces de los tres últimos ríos, los cuales ocupan todo el borde occidental y meridional de dicha cuenca, y se prolongan por el N hasta la frontera portuguesa y las rocas graníticas.

Queda por señalar que, con la excepción de la zona meridional, la región carece de relieves acusados, ya que la topografía es poco accidentada, tanto en el caso de las penillanuras modeladas sobre los materiales ígneos y metamórficos como en las de tipo estructural, correspondientes éstas a las formaciones terciarias. Por ello, salvo en el cauce de los ríos principales, donde la red cuaternaria está fuertemente encajada como consecuencia del basculamiento hacia el O de la Península Ibérica, lo que dio lugar al rejuvenecimiento de la red fluvial durante el cuaternario, resulta muy difícil encontrar cortes geológicos relativamente profundos. Si bien, en algunos casos, quedan aún algunos relieves residuales a causa de la diferente resistencia a la erosión que ofrecen los diferentes tipos de materiales que forman el basamento hercínico.

En el borde meridional, sin embargo, los relieves son más acusados, ya que esta zona constituye el límite septentrional de los bloques terciarios que forman la mitad occidental del sistema central, con las sierras de Gata, Peña de Francia y Béjar.

Generalidades

La escasez de afloramientos ha hecho que durante muchos años haya sido difícil interpretar la complicada tectónica del CEG y el paleozoico de la zona Centro-Oeste de la Península Ibérica. Últimamente, sin embargo, se han multiplicado en toda la región los trabajos geológicos en los que se estudian no sólo los procesos tectónicos, sino también los metamórficos e ígneos asociados con ellos.

Algunos autores —Lozte, 1956; Oen Ing Soen, 1970; García de Figuerola y Martínez García, 1972; Rölz, 1972; Ribeiro, 1974; Carnicero, 1980; Rodríguez Alonso, 1982; Díez Balda, 1982; Arribas y otros, 1983; Capote, 1983; San José, 1983; Zamarréño, 1983; Julibert y Truyols, 1983— sitúan una discordancia que, en general, sólo se aprecia cartográficamente, entre los materiales del Cámbrico y el Ordovícico, y que, entre otros puntos, se puede observar en el Sinclinal de Tamames. En otras áreas esta discordancia se pone de manifiesto por la presencia de figuras de interferencia producidas por la superposición de plegamientos en los materiales del CEG (Oen Ing Soen), o por la dispersión que muestran las lineaciones (L₁) debidas a la intersección de la primera esquistosidad hercínica y la estratificación.

Esto ha permitido a algunos autores (Ribeiro, Rodríguez Alonso) atribuir estas estructuras a pliegues en cofre debidos a la superposición de una cobertera sobre un zócalo fracturado en domos y cubetas, y que, según Lefort y Ribeiro (1980), se relacionaría con el desgarre dextro de la falla Porto-Badajoz-Córdoba.

Con posterioridad a esta fase preordovícica se desarrollan las sucesivas fases tectónicas hercínicas, de diferente intensidad según zonas. En líneas generales se pueden distinguir hasta cuatro fases principales de deformación y dos etapas de metamorfismo, con las que estarían relacionados, como mínimo, tres períodos principales de actividad ígnea.

Movimientos tectónicos antehercínicos

A partir de los datos obtenidos al cartografiar el área y como resultado de las observaciones realizadas durante los trabajos de campo y laboratorio, se puede decir que los materiales metasedimentarios de la zona estudiada han sido afectados principalmente por la orogenia hercínica. Sin embargo, se observa una ligera discordancia, posiblemente debida a la fase Sárdica, entre las formaciones preordovícicas y las postcámbricas. Como ya se ha mencionado, esta discordancia entre el Cámbrico y el Ordovícico ha sido puesta de manifiesto por diversos autores en numerosas áreas. Todos ellos, y salvo pequeñas diferencias, coinciden en la idea de la apertura de un protoatlántico, que

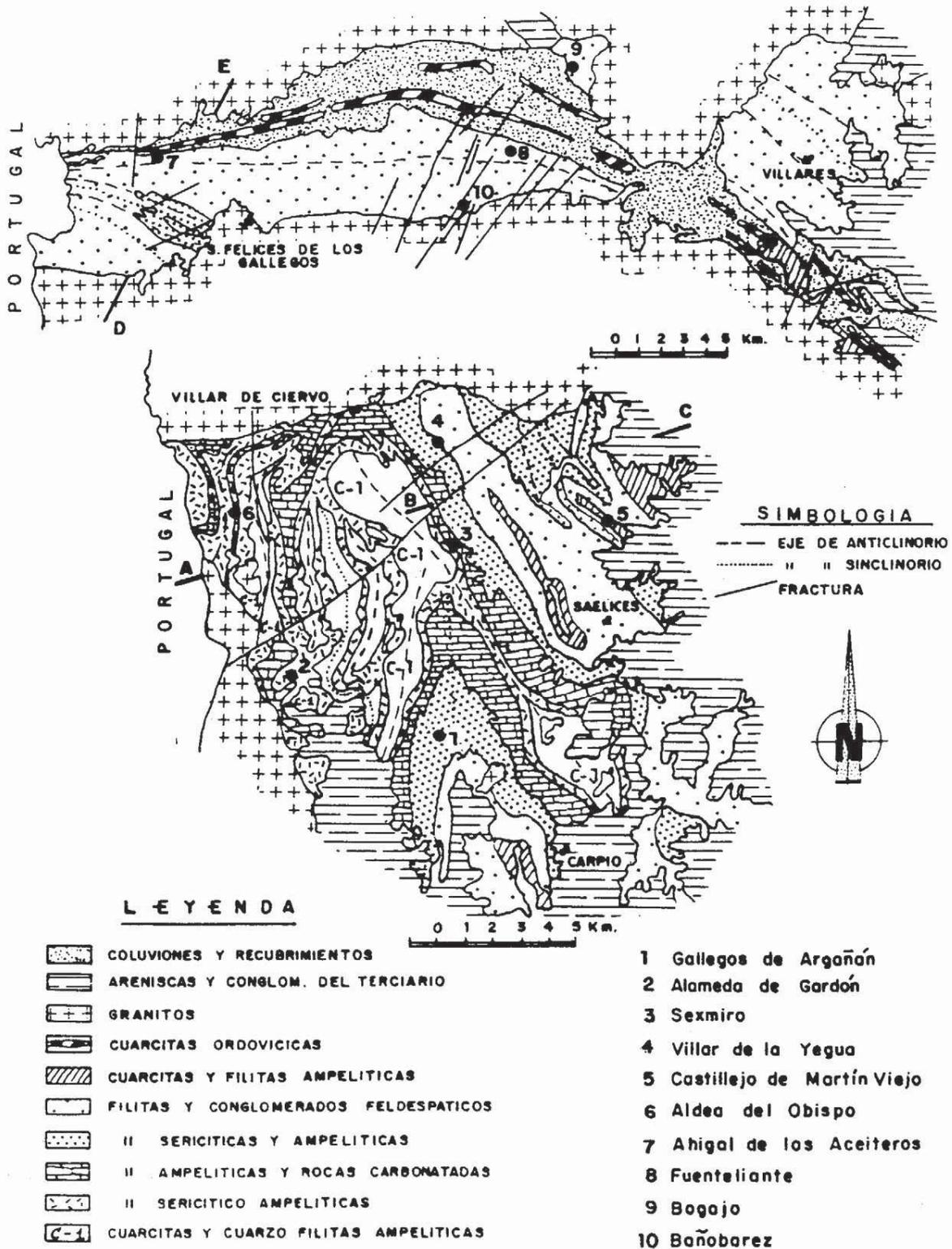


Fig. 2.—Esquema geológico del área de estudio.

habría estado más o menos relacionada con los movimientos de la fase Sárdica. Esta apertura, originada por un sistema de fallas normales, con una geometría en domos y cubetas, habría dado lugar a plegamientos en cofre de los sedimentos de cobertera, pero sin que la deformación producida a finales del Cámbrico llevara asociada ningún tipo de esquistosidad.

De todas formas hay que tener en cuenta que los efectos de los plegamientos sárdicos sólo serán claramente observables en las áreas afectadas únicamente por la primera fase hercínica. Donde ha actuado la segunda fase, la cual ha dado lugar a una esquistosidad de crenulación, que en ocasiones llega a trasponer a la primera, y cuando a ésta se superpone la tercera y más fases, la dispersión de datos —donde éstos se pueden obtener— es tan grande que resulta sumamente difícil poner de manifiesto los rasgos tectónicos preordovícicos. En estos casos, únicamente se pueden deducir estos efectos si se realiza una cartografía de detalle que permita poner de relieve cualquier posible discordancia entre los metasedimentos.

En el área estudiada (fig. 2), los efectos de la segunda fase tectónica y las posteriores están muy generalizados y, únicamente al N de Castillejo de Martín Viejo y al S de Villevieja de Yeltes, aunque todavía perceptibles, no alcanzan gran intensidad. En estas zonas, a pesar de que las cuarcitas ordovícicas presentan buenos afloramientos, el contacto entre ellas y el CEG no se puede observar con claridad, ya que las cuarcitas dan lugar al desarrollo de importantes coluviones que impiden observar la relación entre su base y el techo de los esquistos. De todas formas, se puede comprobar que los ejes de los pliegues de las cuarcitas son subhorizontales, así como la lineación (I_1) debida a la intersección de la S_0 con la S_1 . Sin embargo, en el CEG, los ejes de los pliegues de la primera fase hercínica, así como la lineación (I_1) tienen una inclinación más o menos marcada hacia el SE.

Finalmente, queda por señalar que la zona de Ahigal de los Aceiteros es la única en la que puede observarse el contacto entre el Ordovícico y el CEG. Aquí, las deformaciones de la segunda fase, a la que se suman los efectos de cizallas subverticales, son tan fuertes que llegan a borrar la estratificación y la primera esquistosidad, o bien las reorientan totalmente, por lo que no se puede observar en el campo ningún tipo de discordancia. No obstante, sí resulta ésta visible a nivel cartográfico, pues, al desplazarse de E a O, se observa como las cuarcitas del Ordovícico, que están sobre unas filitas, a veces algo ampelíticas —en el área de Villares de Yeltes—, se disponen directamente sobre las cuarcitas cuarzofilitas y conglomerados subyacentes a las rocas ampelíticas, en Ahigal de los Aceiteros. Por otro lado, tal y como se observa en la cartografía del área al N de San Felices, la direc-

ción de las capas del CEG no coincide con la de las cuarcitas, con las que forman un cierto ángulo.

Aparte de estas discordancias deducidas, se debe indicar que, en algunas zonas —por ejemplo, al S de Sexmiro—, los pliegues de la primera fase hercínica parecen dar lugar a «têtes plongeantes» debidas a una fase prehercínica. De todas formas, este tipo de pliegues sólo han sido observados en rocas carbonatadas, por lo que, dadas las especiales características sedimentológicas de estas últimas (Martín-Izard y Arribas, 1984), bien pudiera tratarse de pliegues intrasedimentarios y no de origen tectónico. Incluso podrían ser debidos a un cambio en el buzamiento de los ejes de primera fase bajo la acción de las fases posteriores, lo que hubiera podido dar lugar a «falsos têtes plongeantes».

La tectónica hercínica

En líneas generales se puede decir que, en el área estudiada (fig. 2) existen tres fases de deformación principales, pero cuyos efectos no son uniformes en todas las zonas. Además, existen una serie de estructuras tectónicas que se deben a los movimientos tardihercínicos, tales como king-bands, fracturaciones y brechificaciones importantes.

Es de destacar que, al estar gran parte de los metasedimentos parcialmente deformados con anterioridad a esta orogenia, los pliegues que se van a formar durante su desarrollo, y en particular los de la primera fase, van a tener una geometría condicionada por la deformación preexistente.

Primera fase hercínica

La primera fase tectónica hercínica presenta en toda la zona situada al O de Ciudad Rodrigo, donde se ha desarrollado este trabajo (figs. 2 y 3), macroestructuras análogas a las descritas por Corretge y López Plaza (1976). En la cartografía realizada durante el desarrollo del presente trabajo se puede observar que se trata de anticlinorios y sinclinorios, con longitudes de onda de hasta 3 km, en los que la dirección de los ejes varía de N a NO, e incluso al O, según el lugar. En el área comprendida entre Castillejo de Dos Casas, Saelices el Chico, Villar del Ciervo, Barquilla y Carpio de Azaba la dirección general de los pliegues es al NO-SE, con vergencia al NE y ligera inclinación al SE, y, tal como se ha mencionado, es probable que su geometría esté condicionada por la deformación prehercínica. El plegamiento dominante en esta zona es el de la primera fase, ligeramente distorsionado a veces por las fases posteriores. Estos pliegues llevan asociada una esquistosidad de flujo que domina en toda la zona (lám. 1-1) y lleva dirección NO-SE, con un buzamiento

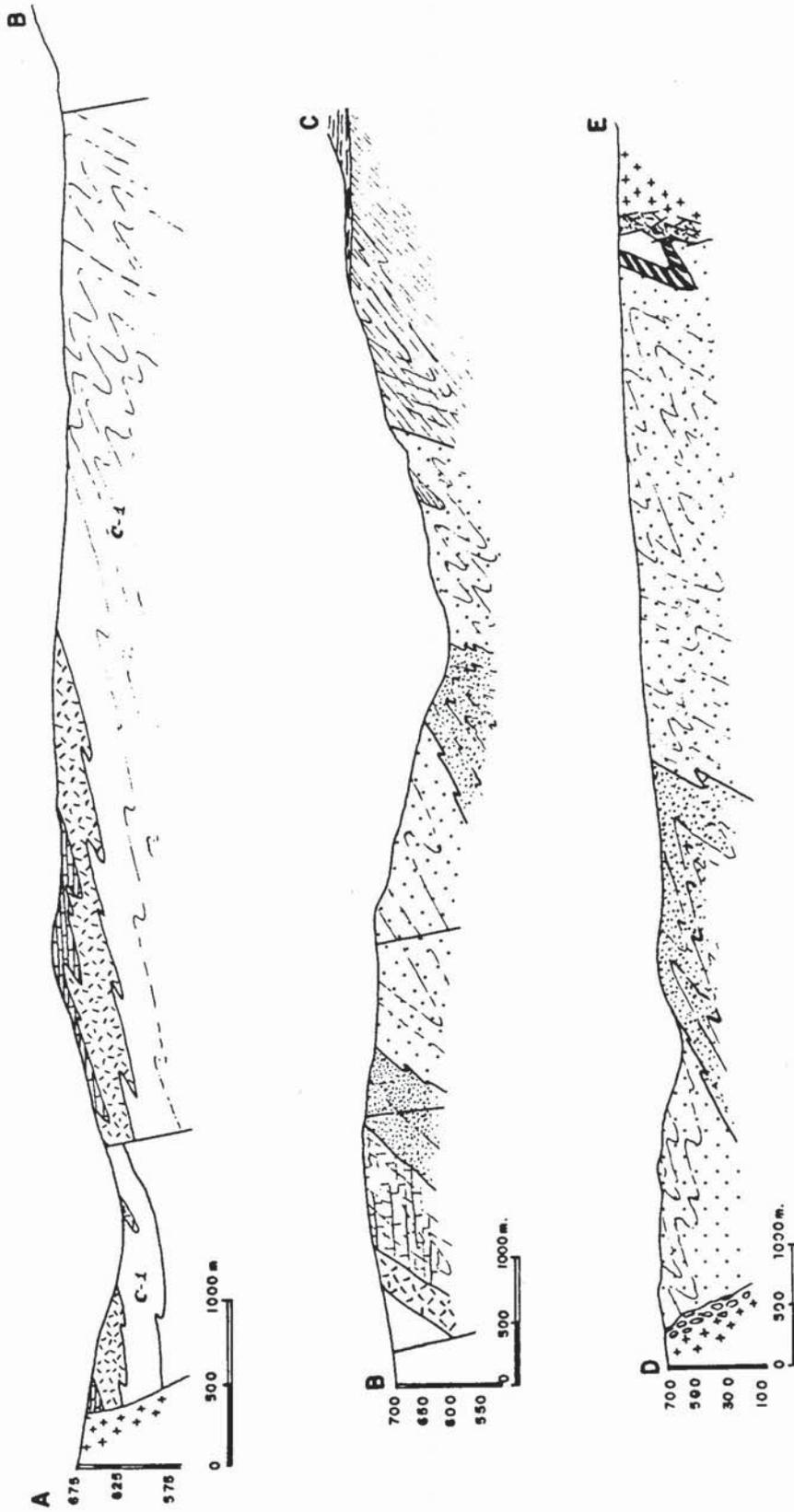


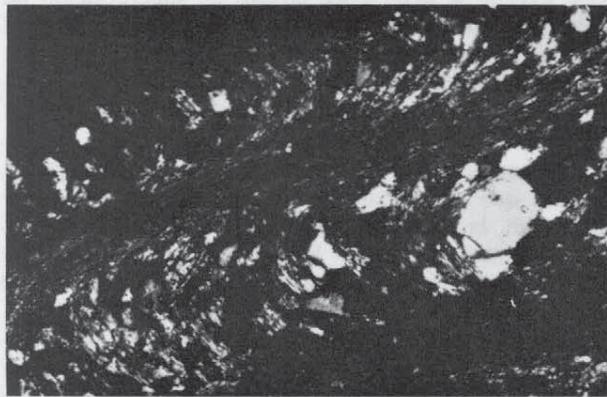
Fig. 3.—Cortes geológicos del área de estudio.



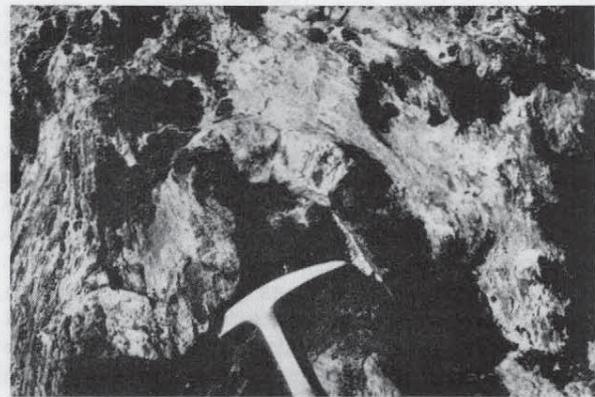
1



2



3



4



5



6

Lámina 1.—1: Castillejo de Martín Viejo. Los pliegues de la primera fase tectónica, de dirección y longitud de onda variables, llevan asociada una esquistosidad de flujo, muy desarrollada en los términos pelíticos. 2: Villares de Yeltes. Los pliegues desarrollados durante la primera fase tectónica, en general isoclinales y bastante apretados, están frecuentemente doblados por la segunda fase. 3: Ahigal de los Aceiteros. Filita cuarzo micacea. NCX65. La esquistosidad debida a la segunda fase tectónica llega a borrar casi por completo a la de primera. 4: Villares de Yeltes. Los pliegues asociados a la primera fase tectónica son muy evidentes cuando afectan a rocas de competencia muy diferente, tales como pelitas y cuarcitas. 5: Aldea del Obispo. Los niveles calcosilicatados, que son de competencia mucho menor que las pelitas encajantes, están boudinados de forma paralela al plano de máximo aplastamiento. 6: Desembocadura del río Azaba. Los pliegues isoclinales de la primera fase, con fuertes engrosamientos en las charnelas (A, B), están doblados por las fases posteriores (C) distorsionándolos.

medio de unos 70° al O. Como estructuras más importantes de E a O se encuentran las siguientes:

En el área comprendida entre Villar del Ciervo, Carpio de Azaba y Saelices el Chico se encuentran una serie de anticlinorios y sinclinorios, con amplitudes en algunos puntos superiores a los 3 km y que, con direcciones NO-SE, se extienden a lo largo de 10 ó 12 km. Llevan asociados en sus flancos gran cantidad de pliegues menores y de E a O han sido denominados como anticlinorio del Agueda, sinclinorio de Gallegos de Argañán, anticlinorio de Villar de la Yegua, sinclinorio de Serranillo y anticlinorio y sinclinorio de Castillejo de Martín Viejo.

En el área que se extiende al S y al E de Alameda de Gardón, hasta los granitos, por la rivera de Dos Casas y Aldea del Obispo, la dirección general de los pliegues de primera fase es N-S, aunque en ocasiones muestran un gran cabeceo de los ejes debido a los efectos de las fases posteriores, pudiendo localmente llegar a ponerse E-O, e incluso en estas ocasiones llegan a borrar la esquistosidad de primera fase (fig. 4).

En este área las estructuras de primera fase son una serie de anticlinorios y sinclinorios bastante apretados y cuya longitud de onda no llega a ser kilométrica, y que podrían interpretarse como pliegues menores relacionados con el gran anticlinorio del Agueda.

En este mismo área hay una gran fractura asociada al flanco inverso de una estructura anticlinal. Se trata de un pliegue falla que ha dado lugar a un pequeño «cabalgamiento» por fractura inversa de bajo ángulo en los flancos inversos de las antiformas.

En la zona comprendida entre Villavieja de Yeltes, Villares de Yeltes y el río Huebra, situada al N de las anteriormente descritas, los pliegues de primera fase tienen una dirección NO, convergencia al NE e inclinación al SE. En áreas muy localizadas de esta zona y en la proximidad de los granitos, la esquistosidad con ella asociada está fuertemente crenulada y los pliegues doblados por las fases posteriores (lám. 1-2).

En esta zona las estructuras más importantes son las siguientes: el gran anticlinorio de Villares de Yeltes, de cerca de 3 km de amplitud y varios kilómetros de longitud; el sinclinorio del río Yeltes, de algo más de 2 km de amplitud y cerca de 5 de longitud, y el pequeño anticlinorio al S de Villavieja de Yeltes, que se pierde por debajo de los coluviones de las cuarcitas ordovícicas.

Por lo que se refiere a estas últimas, ellas están plegadas en forma de sinclinorios de amplitud hectométrica a kilométrica, gran extensión longitudinal y con los ejes subhorizontales.

Al O del área anteriormente descrita dejan de aflorar los esquistos y las cuarcitas al estar todos ellos atravesados por los granitos o tapados por abundantes materiales coluvionares. Sin embargo, a pocos kilómetros de distancia, a la altura de Bogajo y Fuente Liente, vuelven a aflorar, pero aquí los efectos de las

fases posteriores, y en particular de la segunda, se dejan sentir fuertemente y reorientan totalmente las estructuras debidas a la primera fase. Estas últimas tienen aún dirección NO, pero poco a poco van girándose hacia el O, alcanzando esta dirección antes de llegar a Olmedo de Cameces y Bañobarez.

En este área todas las estructuras de primera fase aparecen fuertemente distorsionadas y la esquistosidad está prácticamente traspuesta por la segunda fase, siendo únicamente reconocible al microscopio, sobre todo cuando se desplaza uno hacia el O (lám. 1-3).

Las estructuras de primera fase son solamente visibles a partir del paralelo de San Felices de los Gallegos, donde se encuentra un gran anticlinorio de varios kilómetros de amplitud que se continúa más allá de la frontera portuguesa. La gran longitud de onda de este pliegue se debe a los efectos de superposición de fases posteriores, en particular de la tercera. Hacia el S, y a lo largo del curso del río Agueda, aflora un sinclinorio de menor tamaño que la estructura anterior y que también está fuertemente afectado por los siguientes sucesos orogénicos.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, puede decirse que allí donde las fases posteriores no la distorsionan, la primera fase da lugar a macroestructuras de amplitud de onda kilométrica y de dirección NNO. Estos pliegues son isoclinales en los núcleos de las antiformas y más abiertos en las zonas superiores. Todos ellos son vergentes al NE, con un flanco normal bastante largo y un flanco invertido corto y desarrollan una esquistosidad de flujo de dirección también NNO, y cuyo buzamiento al NO varía entre 60 y 80° (fig. 3). En ningún punto se observa que esta fase afecte a otra esquistosidad anterior, por lo que se puede decir que es la primera producida por efecto del plegamiento (lám. 1-4).

La clasificación de estos pliegues según el modelo propuesto por Ramsay (1967) y de acuerdo con el trazado de isógonas, cálculo de los parámetros t' y T y su proyección en las gráficas, correspondería a las clases 1c y 3.

Los pliegues de la clase 1c serían los más abundantes en el área, correspondiendo por lo general a los niveles más cuarcíticos y cuarzopelíticos incluidos en las rocas pelíticas, mientras que los de la clase 3 corresponden a los niveles pelíticos incluidos en las cuarcitas y situados, a su vez, en zonas relativamente profundas desde un punto de vista estructural.

Cabe destacar que, en las áreas de contacto con las rocas plutónicas, todas las estructuras de primera fase se encuentran reorientadas de forma más o menos paralela a los bordes de los granitos, aunque no siempre se da este fenómeno.

Por otro lado, la primera fase se manifiesta de forma muy diferente en función de las características litológicas de los distintos materiales (lám. 1-5). Es muy penetrativa en todas las formaciones del CEG,

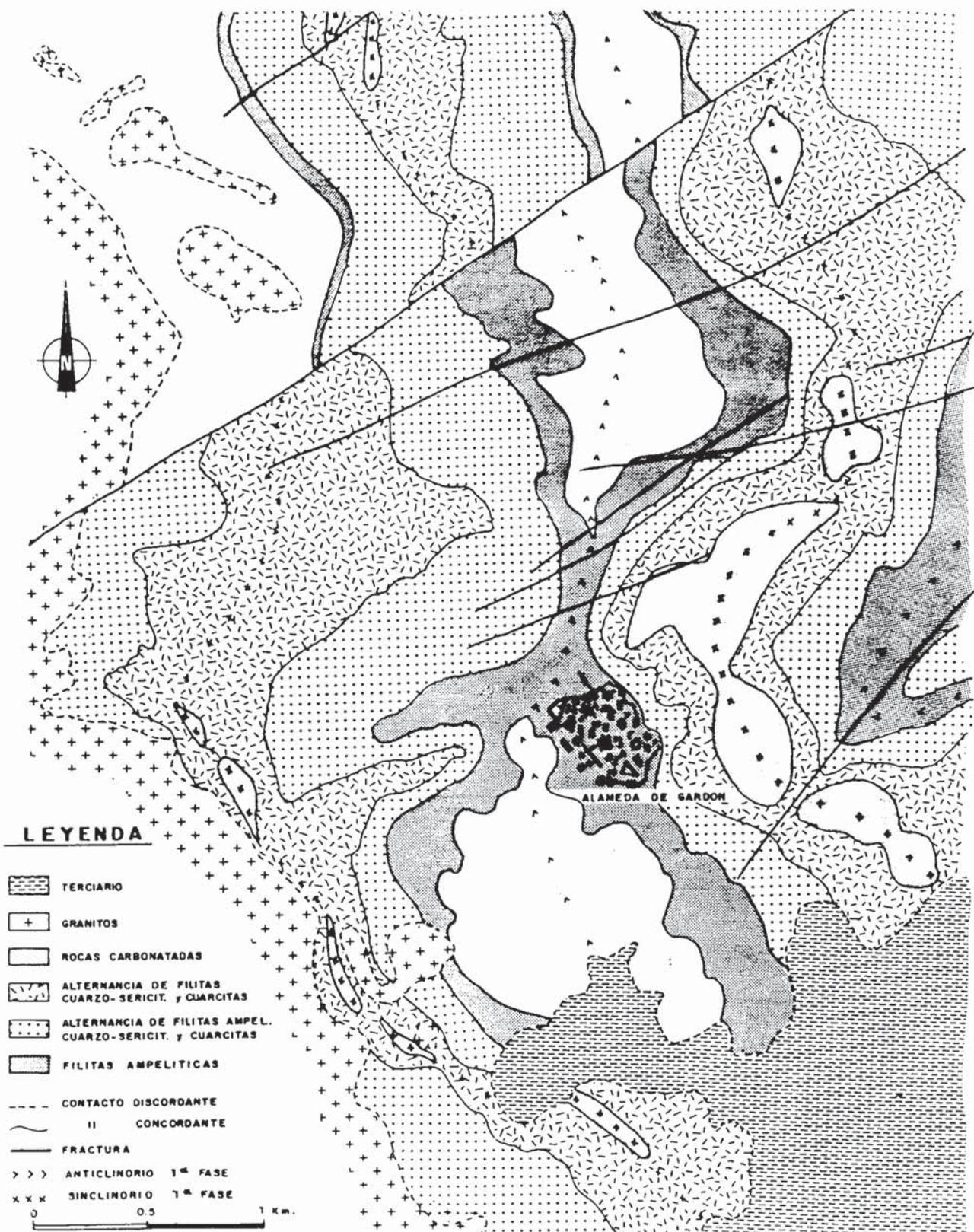


Fig. 4.—Cartografía de detalle de los alrededores de Alameda de Gardón.

en particular en aquellas rocas con abundantes filosilicatos. En los flancos de los pliegues suele estar paralela a la estratificación, dado que, en general, el plegamiento es isoclinal y bastante apretado (lám. 1-6). Por otra parte, en los niveles carbonatados, cuarcíticos y calcosilicados, no siempre está claramente marcada, siendo frecuentes en ellos los fenómenos de disolución bajo presión. Las diferentes litologías se hallan, pues, afectadas por diversos grados de esquistosidad, pasando ésta de ser de fractura y más o menos espaciada en los términos más competentes, a totalmente penetrativa en los términos más pelíticos, con una reorientación completa de todos los elementos de la roca.

Segunda fase hercínica

Al contrario de lo que ocurre con la primera fase, que está generalizada en todo el área estudiada, los efectos de la segunda fase hercínica en esta zona no son iguales en todas las áreas cartografiadas ni tienen igual intensidad. Esta fase, que es siempre muy evidente en áreas próximas a los afloramientos de rocas graníticas —disminuyendo sus efectos al alejarse de ellas, aunque no siempre ocurre—, se puede reconocer por diversos factores tales como, cabeceo de los ejes de los pliegues, crenulación e incluso trasposición de la esquistosidad anterior, reconocimiento que a veces sólo se puede hacer al microscopio, y deformaciones internas de las rocas superpuestas a las que ya existían anteriormente.

La dirección de los pliegues de la segunda fase varía de ENE a E-O y a ESE, lo que se debe probablemente a que las distorsiones provocadas por las fases posteriores actuaron sobre pliegues originalmente curvos. Las características de esta fase no son homogéneas, por lo que se describen a continuación de acuerdo a como se presentan en las diferentes áreas.

En la zona situada entre Castillejo de Martín Viejo, Villar de la Yegua, Gallegos de Argañán y Carpio de Azaba, así como las partes más alejadas de las rocas graníticas del sinclinorio y anticlinorio de Villavieja de Yeltes y Villares de Yeltes, respectivamente, los efectos de la segunda fase se notan únicamente por un ligero cabeceo de los ejes de la primera y por una ligera crenulación de los términos más micáceos. En el sector que va desde el sur de Barquilla hasta Alameda de Gardón, la segunda fase es muy fuerte y se manifiesta de forma muy diferente. Los ejes de los pliegues cabecean fuertemente y están girados en ocasiones a su vez hasta 90°. La esquistosidad, salvo en los tramos cuarcíticos, es de crenulación, e incluso en algunos puntos llega a ser de flujo. Las lineaciones L_2 tienen en este área una notable dispersión, variando desde N 70° E a E-O y N 110° E. Esta dispersión de la segunda fase se debe posiblemente a la superposi-

ción de una tercera que distorsiona las estructuras anteriores.

En la zona situada al N de Barquilla y que se extiende hasta los granitos y la frontera portuguesa por Aldea del Obispo, la segunda fase se manifiesta de forma muy intensa. Así, en el área comprendida entre Barquilla, Villar del Ciervo y Castillejo de Dos Casas, la deformación se manifiesta como una fuerte crenulación de la esquistosidad de primera fase y pliegues locales de tamaño centimétrico a métrico.

Desde Castillejo de Dos Casas hasta la frontera portuguesa y los granitos situados al O, la segunda fase se manifiesta de forma muy fuerte, borrando casi, en los términos pelíticos, la S_1 , la cual se puede reconocer únicamente al microscopio. Cartográficamente no se observan claras figuras de interferencia, pero los ejes de la primera fase se ponen más o menos paralelo al borde de las rocas plutónicas. Hay que señalar que, en este área, la esquistosidad de la segunda fase lleva una dirección aproximada de E-O, con variaciones debidas a las fases posteriores, y buza ligeramente hacia el S de 20 a 30°, lo cual coincide totalmente con las características generales de esta fase en el área.

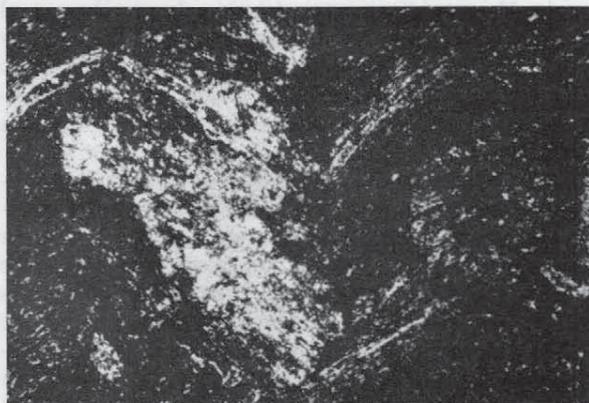
En el corredor metamórfico que va de Fuente Liente a la frontera portuguesa por Olmedo de Camaces, Bañobarez, San Felices de los Gallegos y Ahigal de los Aceiteros, las estructuras de la primera fase están muy modificadas por la segunda. Esta fase, que llega a ser tan fuerte como la primera en esta zona, deja las estructuras preexistentes totalmente reorientadas, permaneciendo únicamente como tales las grandes macroestructuras. Aquí la esquistosidad que se observa a simple vista es la debida a la segunda fase, siendo la anterior únicamente reconocible al microscopio. Esta superposición de fases da lugar a un bandeado tectónico que cambia la textura y estructura de la roca. Los pliegues menores asociados a esta segunda fase son isoclinales, muy apretados (lám. 2-1).

En el área de Villares de Yeltes, al O del pueblo, los efectos de la segunda fase son bastante fuertes, trasponiendo la esquistosidad de la fase anterior y replegando fuertemente las diferentes formaciones, lo que da lugar a una repetición de términos. Hacia el E del pueblo, en el sinclinorio atravesado en gran parte por el río Yeltes, la segunda fase no se ve apenas, observándose únicamente una suave crenulación. Sin embargo, cuando se asciende por el curso del río hacia el O, los efectos de esta fase vuelven a ser muy notorios, llegando a borrar la esquistosidad anterior.

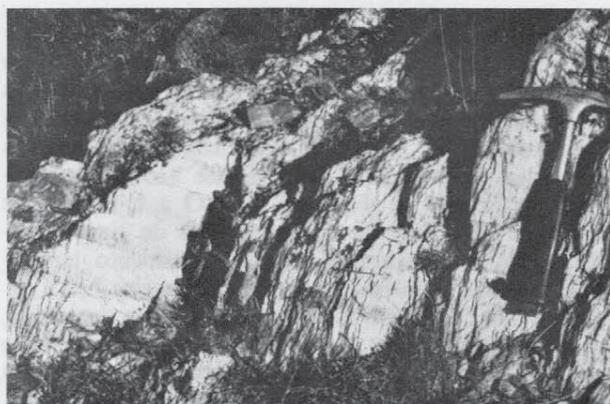
Cerca del contacto con los granitos y sobreimponiéndose a la esquistosidad de la primera fase, que en este caso es de flujo, se desarrollan porfidoblastos de andalucita y quistolita en los términos ampelíticos, todos ellos debidos al metamorfismo de contacto. Posteriormente, después de haberse desarrollado los silica-



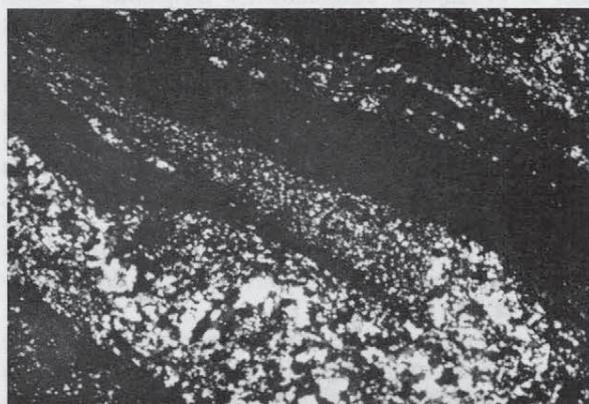
1



2



3



4



5



6

Lámina 2.—1: Puerto Seguro. Donde la segunda fase es más intensa, además de deformar las estructuras debidas a la fase anterior, genera pliegues isoclinales que suelen tener fallados los flancos inversos. 2: Valdecalzada. Filita andalucítica. NXC65. Los porfidoblastos de andalucita originados por el metamorfismo de contacto, engloban a la esquistosidad (S_1) y están crenulados por la (S_2), dando sombras de presión. 3: Sexmiro. La tercera fase de deformación, normalmente poco intensa, dio lugar a una crenulación que se desarrolló principalmente en los términos más micáceos. 4: Olmedo de Camaces. Cuarcitas micáceas. NC×65. Donde la segunda fase muy intensa, la (S_2), borró casi totalmente a la (S_1), manifestándose la (S_2) como una crenulación de los términos más micáceos. 5: Alameda de Gardón. Las fases tardihercínicas se suelen manifestar localmente como fracturaciones y pequeños king-bands de componente subvertical. 6: San Felices de los Gallegos. Corneanas. NC×65. En las aureolas de contacto de los granitos «jóvenes» se ven porfidoblastos poiquilíticos de cordieritas que engloban la (S_1) y están crenulados por la (S_2).

tos de Al, y quizá en parte debido a la presión que el granito ejercía sobre las rocas encajantes, la esquistosidad llegó a ser crenulada, actuando como minerales resistentes las andalucitas, las cuales no están afectadas por la crenulación y crean sombras de presión a su alrededor (lám. 2-2).

Aplicando el modelo propuesto por Ramsay, calculando los parámetros t' y T y llevándolos a las gráficas correspondientes, se deduce que todos los pliegues asociados con esta segunda fase pertenecen a la clase 1C. En general, se puede decir que las características de esta fase coinciden, al menos en parte, con las de la fase anterior, y que se han producido por un plegamiento en «buckling» al que se ha superpuesto un aplastamiento. También aquí, en relación con los flancos invertidos y al igual que ocurría en la primera fase, se produjeron cizallamientos incipientes y zonas de silicificación, lo que dio lugar a una anisotropía de la roca que facilitó las posteriores fracturaciones.

En conjunto, la segunda fase tectónica se manifiesta de forma muy heterogénea e irregular en cuanto a su distribución e intensidad, y con características muy diferentes de unos puntos a otros. Así, unas veces da lugar a pliegues de tendencia isoclinal bastante apretados, vergentes, y con una esquistosidad que llega a borrar a la de primera fase, mientras que otras produce únicamente una crenulación o suave cabeceo de los pliegues de la fase anterior.

En cualquier caso, se debe destacar que los fenómenos debidos a la segunda fase de desarrollan, en general, paralelamente al borde de las rocas plutónicas, aunque sus efectos se reconocen también en los alrededores de mina Fe y zonas próximas, como puede ser el río Agueda. Por ello, dicha fase parece estar relacionada de alguna forma con las intrusiones graníticas, las cuales, una vez frías y sin ejercer ya efectos térmicos en las zonas de contacto, podrían seguir presionándolas como consecuencia del hinchamiento provocado por el aporte de nuevo material granítico en las zonas centrales, lo que habría dado lugar a un gradiente de deformación de las rocas metamórficas progresivamente decreciente al alejarse de la zona de contacto. Además, en los contactos con las rocas ígneas, tal y como ya se ha mencionado, los ejes de la primera fase tienden a ponerse paralelos a los bordes del plutón. Este fenómeno provoca giros en aquéllos, a veces muy fuertes, de casi 50 a 60°.

Los micropliegues de la segunda fase, allí donde están más desarrollados, son de tendencia isoclinal, bastante apretados, muy evidentes en los paquetes cuarcíticos y menos visibles en los pelíticos, vergentes al N e incluso con el flanco inverso fracturado. Allí donde la segunda fase es más fuerte, las características de estos micropliegues son muy similares a las de los de primera, diferenciándose en muchas ocasiones únicamente porque los de segunda doblan a la esquistosidad anterior.

Por lo que se refiere a la esquistosidad de segunda fase, muestra una evolución progresiva de su intensidad, que es claramente perceptible sobre el terreno. Así, en las zonas que tiene menor desarrollo, la (S_2) se manifiesta como una crenulación de la (S_1) en los términos más pelíticos, mientras que en las áreas donde adquiere mayor intensidad llega a borrar casi por completo a la anterior, especialmente en las litologías más pelíticas, donde sólo se la reconoce al microscopio.

Simultáneamente con el aumento de intensidad y desarrollo de la S_2 , esta va horizontalizándose y llega a estar, en las proximidades de los granitos, subhorizontal.

Las cizallas de la segunda fase de deformación

Teniendo en cuenta los trabajos de Iglesias y Ribeiro (1981 b) y Regencio (1983), la región objeto de estudio se encuentra afectada por cizallas dúctiles subverticales. Así, en el área N estudiada, que es la más afectada por la segunda fase tectónica, se observa como los pliegues de la primera fase hacen una inflexión y cambian su dirección de NO a E-O, esto se debe a la presencia de una gran zona de cizalla dúctil: la banda cataclástica con desplazamiento tangencial senestro de Juzbado-Penalba do Castelo.

Esta banda de Cizalla que, en la zona estudiada, pasa por el contacto entre los granitos de Lumbrales y los metasedimentos del CEG, a los que atraviesa ya en las proximidades de la frontera portuguesa, comenzó a funcionar, al igual que otras existentes en la Península Ibérica, a finales de la primera fase o incluso antes que ella, para continuar actuando a lo largo de toda la segunda fase e incluso las posteriores. Ello se puede comprobar porque el granito sobre el que discurre la banda de cizalla pertenece a los que Oen Ing Soen (1970) definió como «granitos viejos» del hercínico, que hicieron intrusión durante la primera fase tectónica y fueron afectados por ella. Existía pues, cuando la cizalla comenzó a funcionar, una superficie de debilidad que iba a condicionar, al menos en parte, la dirección de la fractura.

Los efectos de la cizalla son muy claros en los granitos, en los que, como era de esperar, originan superficies (S), (C) y (C'), salvo en aquellas áreas donde están milonitizados y en las que las superficies S y C están prácticamente confundidas. En las pizarras, por el contrario, esas superficies son mucho más difíciles de distinguir, ya que en las proximidades de la zona de cizalla se superponen varias esquistosidades que se crenulan unas a otras. Esto es lógico, puesto que los esquistos absorben con mucha mayor facilidad la deformación, y las superficies (S) y (C) de cizallamiento dúctil se manifiestan en ellos como una superposición de esquistosidades, las que se deben no a diversas fases tectónicas sino a una única fase conti-

nua de cizallamiento. Por su parte, en las cuarcitas ordovícicas se producen estiramientos que dan lugar a adelgazamientos y a un parcial boudinnage de estas rocas, dada la gran diferencia de competencia que hay entre ellas y las pizarras, y que se traducen en el terreno por la existencia de retazos de cuarcitas que quedan aisladas tanto dentro de los esquistos como de las migmatitas y granitos.

A escala cartográfica, este fenómeno de boudinaje de las cuarcitas se pone de manifiesto por la presencia de alargados paquetes de cuarcitas que quedan aislados entre las pizarras, como ocurre, sobre todo, al S de Villares de Yeltes y N de Olmedo de Camaces (fig. 2).

Excepto en el área mencionada, que se extiende desde Bogajo a la frontera portuguesa, las estructuras tectónicas debidas a cizallas no son claramente visibles; quizá porque se trate de esquistos que han absorbido la deformación, o simplemente porque aquellas estructuras no existen.

Tercera fase hercínica

La tercera fase tectónica, al igual que la segunda, no está generalizada en todo el área, sino que se observa únicamente en zonas determinadas. Donde existe da lugar a grandes antiformas y sinformas muy suaves, de gran longitud de onda, que llevan asociada una esquistosidad de fractura muy grosera, no siempre visible. Ocasionalmente, la tercera fase produjo una ligera crenulación de las esquistosidades anteriores, sobre todo en los términos más filíticos (lám. 2-3).

La dirección de los pliegues de la tercera fase varía de N a NNE.

Los pliegues más visibles corresponden a grandes antiformas, que doblan la esquistosidad de primera y segunda fase. Una gran antiforma de tercera fase se localiza a lo largo del curso del río Agueda, desde antes de la desembocadura del Azaba hasta más allá de Sexmiro. Este pliegue, de varios kilómetros de amplitud, con forma de domo y cuyos efectos se hacen sentir hasta las proximidades de mina Fe, se sobrepone a un anticlinal de la primera fase —el que se encuentra inmediatamente al E del sinclinal de Gallegos de Argañán—, lo que permite el afloramiento de materiales que están situados muy abajo en la serie estratigráfica.

En los alrededores de Alameda de Gardón, donde, como ya se ha indicado, la segunda fase es muy fuerte, los efectos de la tercera se deducen por la gran dispersión que presentan las lineaciones de intersección de la (S_1) con la (S_2), es decir, la (I_2). Esta lineación, cuya dirección media es N 100 E, varía en este área entre N 80 E y N 120 E, lo que se debe a la superposición de una tercera fase tectónica que plegó los ejes y lineaciones originados por la segunda. Además, en los términos más micáceos de esta zona,

se puede observar una crenulación de las esquistosidades de primera y segunda fase por la tercera. También a nivel cartográfico se observan figuras de interferencias debidas a esta tercera fase.

En el corredor metamórfico de San Felices de los Gallegos, donde también la segunda fase es muy fuerte, la tercera se manifiesta de diferente forma. Así, entre Puerto Seguro y Ahigal de los Aceiteros, se puede deducir la existencia de una estructura en forma de domo producida por la tercera fase. Esta estructura, al superponerse a un anticlinorio de la primera fase, ha permitido el afloramiento de los términos que forman el núcleo del anticlinorio, el cual se extiende desde San Felices de los Gallegos a la frontera portuguesa. Igualmente ha sido la tercera fase la que ha dado lugar a la crenulación de la esquistosidad (S_2), sobre todo en los términos más micáceos, y a la gran dispersión de los ejes de los pliegues de segunda fase.

En cualquier caso se debe destacar que si bien la tercera fase puede observarse en algún otro punto de la zona cartografiada, ella no origina deformaciones locales de importancia. Al microscopio sólo se reconoce en la última área citada, así como en las micacitas que forman los términos inferiores de la serie y que afloran principalmente en la zona de Sexmiro (lám. 2-4).

Con la tercera fase va asociada una esquistosidad de fractura poco penetrativa y que únicamente se observa en los términos más filíticos, ya que no parece afectar a las rocas de carácter cuarcítico.

El modelo de plegamiento

La presencia en el oeste de la provincia de Salamanca de estructuras tectónicas superpuestas ha permitido definir dos tipos diferentes de figuras de plegamiento.

Estos tipos pueden estudiarse teniendo en cuenta las figuras propuestas por Ramsay (1977), con la salvedad de que este autor las aplica a pliegues de tipo similar, en los que las figuras resultantes son producidas por un sistema de interferencia de ondas. Sin embargo, en el oeste de Salamanca, las condiciones de plegamiento son de tipo flexural, lo que ha dado lugar a fenómenos similares a los observados por Julivert (1983) en la Cordillera Cantábrica, donde también existen algunas diferencias entre el modelo teórico y el real; no obstante lo cual, se pueden establecer comparaciones y tratar de explicar los modelos de superposición presentes en la zona.

Dado que los planos axiales de la primera y de las fases posteriores son más o menos normales entre sí y con buzamientos, salvo en zonas muy restringidas, por encima de los 60-70°, este tipo de superposición ha dado lugar a una típica estructura en domos y cubetas. Sin embargo, tal y como indica Julivert (1983),

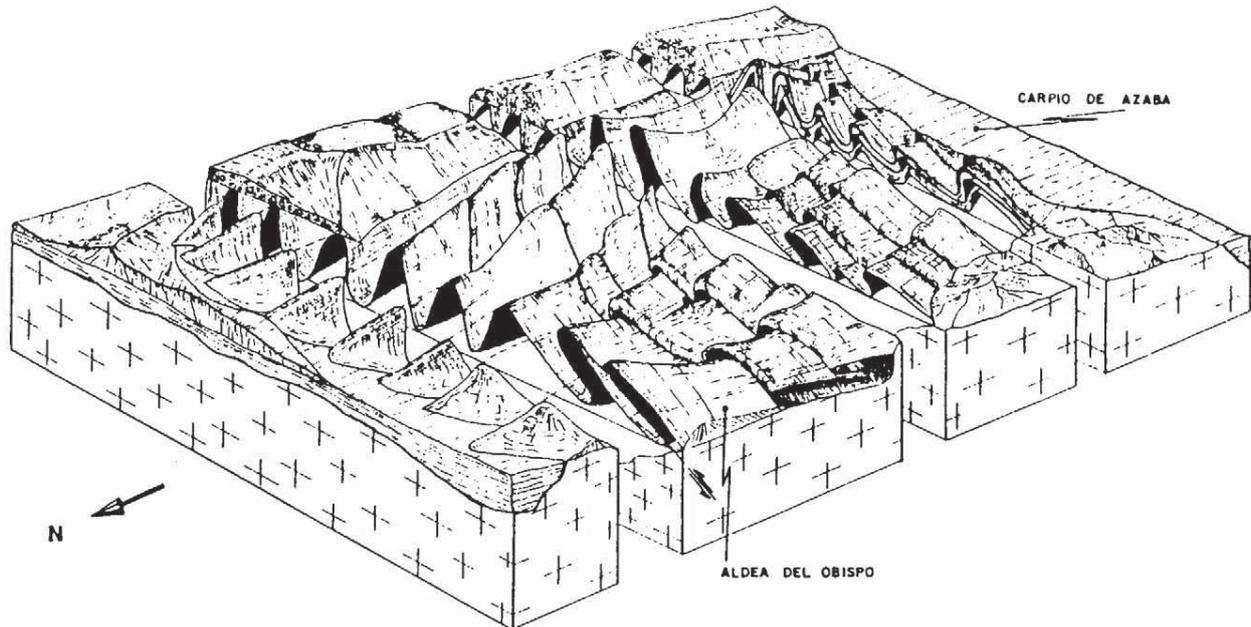


Fig. 5.—Esquema tectónico del C.E.G. en el área situada al NO de Ciudad Rodrigo.

esta disposición da lugar, en condiciones de plegamiento pasivo, a una típica estructura en caja de huevos; si bien bajo condiciones flexurales, esa disposición es menos clara. En este caso, los dos flancos de los pliegues de primera fase, en lugar de doblarse de forma independiente, lo hacen de manera conjunta, plegándose también por ello la superficie axial, lo que da lugar a pliegues de eje vertical, siendo la figura resultante la correspondiente al tipo 2 de Ramsay.

Además, este tipo de plegamiento produce formas de hongo y gusano, las cuales —sobre todo las segundas— se encuentran ampliamente representadas en la zona (fig. 4).

En resumen, en aquellas áreas en las que coexisten dos o más fases de plegamiento (fig. 5), pero en las que la segunda fue muy suave —tal y como ocurre a lo largo del anticlinal que, desde el sur de Villar del Ciervo, coincide aproximadamente por el curso del río Agueda—, las interferencias han dado lugar fundamentalmente a una asociación de domos y cubetas; eso sí, de forma alargada según la dirección del primer plegamiento.

Por el contrario, en las áreas donde a una primera fase bastante apretada se superpuso una segunda relativamente fuerte, como sucede en el área comprendida entre Gallegos de Argañán, Alameda y Barquilla, se formaron domos y cubetas alargados —de forma claramente agusanada y sinuosa, y con los planos axiales de la primera fase doblados—, en los que coexisten los dos tipos de interferencia (fig. 4).

Por último, en las áreas donde ambas fases alcanza-

ron particular intensidad —como pasa en el corredor metamórfico que, desde Fuente Liente va a la frontera portuguesa, o al oeste de Villares de Yeltes—, los domos y cubetas son extremadamente alargados y sinuosos. En este caso, las formas de interferencia son fundamentalmente agusanadas y pertenecen, en su mayor parte, al tipo 2 de Ramsay.

Un tercer modelo de interferencia según el cual los planos axiales de una de las fases serían subhorizontales, podría originarse únicamente en el área de Aldea del Obispo, pero figuras de interferencia de este tipo no se han visto claramente en ningún punto de la zona.

Las fases tardihercínicas

Tras las etapas orogénicas anteriores, de las cuales la única que afecta a toda la región es la primera, se sucede una serie de fracturaciones y microplegamientos originados en las etapas finales del orógeno. Estas etapas distensivas se manifiestan localmente como pequeños kink-bands (lám. 2-5), o simplemente como ondulaciones de la esquistosidad. Las fracturaciones afectan a todas las estructuras anteriores y tienen dirección dominante NE-SO. En algunas de las fracturas se producen segregaciones de cuarzo que resaltan sobre el relieve y son denominados sierros.

Algunas de estas fracturaciones han rejugado posteriormente, durante la tectónica alpina, por lo que en ellas se observan los efectos de ambas orogenias.

Estudio microtectónico

El estudio microscópico de los materiales que constituyen el CEG permite reconocer en ellos las siguientes características microtectónicas.

1.º El grado de deformación varía de acuerdo con la composición litológica de los metasedimentos. Así, en los tramos cuarcíticos tiene lugar una reorientación de los granos de cuarzo, los cuales están afectados por fenómenos de disolución bajo presión y por una recristalización que marca la esquistosidad. En las rocas cuarzo pelíticas y pelíticas hay además una extensa recristalización y reorientación de las micas, por lo que la esquistosidad es muy penetrativa. En los contactos entre las distintas litologías, la esquistosidad, además de sufrir una refracción, muestra diferencias de unos a otros.

2.º Los efectos tectónicos varían también en función del nivel estructural de las rocas, por lo que en los núcleos de los anticlinorios, donde afloran los niveles estructurales más profundos, la deformación y recristalización es mucho mayor que en los núcleos de los sinclinorios, constituidos por rocas pertenecientes a niveles estructurales más superficiales; todo ello para un área determinada, dado que el nivel de erosión y arrasamiento juega también un papel fundamental.

3.º Donde hay alternancias de lechos cuarcíticos y pelíticos, y especialmente cuando éstos se hallan atravesados por filoncillos de cuarzo formados con anterioridad a la deformación, se observa que el grado de aplastamiento es mucho mayor en los segundos, estando los primeros casi sin deformar.

4.º En las áreas donde la deformación ha sido lo suficientemente fuerte, la estratificación sólo se puede reconocer por el contraste existente entre las cuarcitas y las rocas pelíticas, y dentro de estas últimas, por el diferente contenido en materia orgánica.

5.º En aquellas zonas en las que se observa una superposición de fases, y cuando la segunda actúa con diferente grado de intensidad, ésta es más o menos visible de acuerdo con la naturaleza de los lechos a los que afecta. Así, cuando la segunda fase es suave, sólo se puede reconocer en los tramos pelíticos en los que da lugar a una incipiente esquistosidad de crenulación. Al ir progresando la deformación la crenulación va aumentando paulatinamente y los tramos cuarcíticos se deforman también. En un estadio más avanzado, el cuarzo de los tramos cuarcíticos recristaliza según la segunda fase, y los pelíticos, ya crenulados, adquieren una incipiente S_2 de flujo. Posteriormente, los tramos cuarcíticos se pliegan y recristalizan totalmente, y en los pelíticos la esquistosidad (S_1) queda borrada por la (S_2). En este último caso, la primera esquistosidad se puede reconocer únicamente en los tramos más cuarcíticos, donde se observan restos de charnelas pertenecientes a la primera fase de deformación.

6.º En aquellas áreas en las que las esquistosidades se desarrollaron sobre porfiroblastos preexistentes, ya sean de feldespatos o cuarzo, en el caso de la (S_1), o granates y otros minerales metamórficos, en el caso de la (S_2), se originan alrededor de ellos sombras de presión que son subparalelas al plano de máximo aplastamiento. Por otro lado, en las áreas en que la (S_2) está más desarrollada, puede observarse la presencia de un bandeo tectónico.

7.º La (S_3) es solamente visible en los tramos pelíticos en los que da lugar a una crenulación, no estando afectados por ella los tramos cuarcíticos. Esta (S_3) crenula tanto a la (S_1) como a la (S_2).

Los granitos y la tectónica hercínica*Antecedentes*

En el área estudiada existen numerosas manifestaciones de rocas graníticas. El afloramiento más meridional es una pequeña apófisis, de sólo unos pocos kilómetros cuadrados de superficie, situada al SE de Gallegos de Argañán. Este granito fue descrito por Corretgé y López Plaza (1977), y clasificado por ellos como un granito de dos micas, de porfídico a subporfídico.

Estos mismos autores estudiaron también las rocas graníticas situadas al O de la zona, en el área de Alameda de Gardón, en el borde occidental de los materiales metamórficos. Ellos incluyeron estos granitos entre los denominados de Fuentes de Oñoro, pertenecientes a los granitos jóvenes, y los definieron como granitos porfídicos a subporfídicos, con una composición variable de granodiaritas a granitos monzoníticos y leucogranitos. Las facies más evolucionadas son las aplopegmatíticas. Los granitos de este área pueden encuadrarse también dentro de los grupos III y IV de la clasificación de Oeng Ing Soen (1970), de los que serían facies muy evolucionadas.

Otro afloramiento de rocas graníticas es el situado entre el corredor metamórfico de Fuente Liente a Ahigal de los Aceiteros y las rocas metamórficas de Villar del Ciervo, estudiadas estas últimas por Carnicero (1980) y Pardillo (1983). Por último, el borde septentrional de las rocas metamórficas que ocupan el área cartografiada está en contacto con unas rocas graníticas estudiadas por el IGME (1972, 1973) y Carnicero (1980), los denominados granitos de Lumbrales y de Villavieja de Yeltes.

Los primeros son granitos alcalinos, equivalentes a los granitos antiguos de Portugal definidos por Oen Inf Soen. Como ellos, hicieron intrusión a finales de la primera fase hercínica, esto es, durante el Westfaliense hace 297 ± 14 m.a. Los segundos son de características muy similares a los de Villar del Ciervo.

Del primer tipo de granitos existen numerosas facies, a veces íntimamente mezcladas entre sí, por lo

que, cartográficamente, sus afloramientos se deben considerar como áreas en las que predomina una de las facies. Así, dentro de estos granitos, hay facies aplíticas, de grano medio a grueso, grueso, y de megacrístales, estando asociadas algunas de ellas con facies migmatíticas.

Los granitos y la tectónica

De acuerdo con los datos de campo, los granitos de la serie alcalina son tardisincinemáticos con respecto a la primera fase, lo que explica que estén fuertemente deformados por las cizallas dúctiles (Iglesias y Ribeiro, 1981 a), que comenzaron a funcionar a finales de la primera fase y durante la segunda. Los efectos de estas cizallas se manifiestan, además, por la aparición en los granitos de planos (S), de esquistosidad y superficies (C), de cizallamiento, ya sean (C) o (C'), que, en ocasiones, dan lugar a una milonitización de la roca.

La segunda serie granítica, la calcoalcalina, correspondería a los granitos del grupo III de Oen Ing Soen, quien indica que los granitos calcoalcalinos serían posteriores a la segunda fase, habiendo hecho intrusión entre la tercera y la cuarta.

En cualquier caso, de acuerdo con las observaciones de campo, puede decirse que, a excepción de la zona de mina Fe, en todas aquellas áreas donde los efectos de la segunda fase han sido apreciables —normalmente como una crenulación de la esquistosidad anterior, que incluso puede llegar a dar trasposiciones—, aquellos efectos están siempre relacionados con el emplazamiento de los granitos, o al menos se nota una influencia de estos bastante notoria. Así, en todas aquellas áreas donde se han descrito pliegues o cualquier otro efecto de la segunda fase, siempre hay granitos en las proximidades, aunque sea a un par de kilómetros, como es el caso de Alameda de Gardón. Por otro lado, en el contacto de los granitos, las estructuras de primera fase están siempre distorsionadas por las fases posteriores. En estos contactos, y esto es casi general para toda la zona, la esquistosidad de la primera fase está siempre crenulada, tal y como ocurre al sur de Villavieja de Yeltes, donde, de acuerdo con lo indicado anteriormente, existe una clara relación entre la segunda fase, la intrusión granítica y el metamorfismo de contacto producido por ella. Además, en numerosos puntos, se puede ver también que las estructuras de segunda fase —tanto las crenulaciones como los pequeños pliegues— están atravesadas por los granitos (lám. 2-6).

Por todo ello se puede afirmar que la intrusión de los granitos calcoalcalinos está relacionada con la segunda fase de la zona, aunque aquélla pudo continuar después de haber terminado ésta. Es decir, ocasionalmente la intrusión puede ser tardisincinemática con la segunda fase, e incluso prolongarse durante la tercera.

También se debe tener en cuenta que estos granitos, además de haberse emplazado a favor de una fracturación previa y mediante un proceso de penetración en las rocas encajantes, pueden haber dado lugar, como consecuencia del hinchamiento de la cúpula granítica, a un aumento de presión sobre las rocas de caja y, con ello, al plegamiento y crenulación de la esquistosidad de estas últimas. Es decir, que en aquellos contactos donde se pueden observar los efectos de la segunda y posteriores fases tectónicas, éstos han podido ser provocados por la intrusión de los granitos.

En el área de Aldea del Obispo, donde la segunda fase es muy intensa, con desarrollo de una esquistosidad subhorizontal y presencia de pliegues de plano axial horizontal, esta esquistosidad podría ser debida a la intrusión del granito, el cual habría ejercido un empuje sobre los pliegues anteriores horizontalizándolos, o a una tercera fase que habría dado lugar a la aparición de una suave antifirma o sinforma que horizontalizó las estructuras anteriores.

Carnicero (1980) opina también que, en este área, los granitos calcoalcalinos son posteriores a la segunda fase, pero observa que, en algunos casos, los minerales debidos al metamorfismo de contacto están doblados y afectados por una fase tectónica posterior, lo que podría indicar que dichos granitos pueden ser tardisincinemáticos respecto a la segunda, o sincinemáticos con la tercera fase.

Por otro lado hay que tener en cuenta que, tanto Oen Ing Soen como Ribeiro hacen coincidir la segunda fase con los cabalgamientos, muy extendidos por todo el hercínico, y que otros autores (Ibarguchi y otros, 1983) consideran únicamente como un estadio final de la primera. Aunque se debe advertir que, en esta zona, no está claramente definida esta segunda fase, ya que en ningún punto se han encontrado cabalgamientos en sentido estricto.

En consecuencia, la tercera fase de Oen Ing Soen y Ribeiro sería equivalente a la que se ha denominado segunda en el O de la provincia de Salamanca. En este caso, esta segunda fase coincidiría con la segunda de Ibarguchi y otros (1983), durante la cual hicieron intrusión la mayor parte de los granitos calcoalcalinos del dominio hercínico. Si bien se debe tener en cuenta que pueden existir granitos posteriores incluso a la fase tres.

Arribas y otros (1981), en el área de Golpejas, ponen de manifiesto que, la esquistosidad que afecta a los metasedimentos en las zonas próximas a la lámina granítica es una (S₂) que borra casi totalmente a la (S₁), y que ha sido originada por la propia intrusión.

Aparte de estas rocas ígneas, en algunos puntos del área estudiada se observa también la presencia de diques de rocas félsicas, de tipo riolítico. Como no se ha podido establecer ninguna relación entre estas

rocas y la tectónica hercínica es posible pensar que puedan ser anteriores incluso a esta última. Lo único que se ve claramente es que los diques atraviesan a las superficies de estratificación de los materiales del CEG, por lo que son posteriores al depósito de estos últimos, pero sin que se pueda determinar su relación precisa con las fases tectónicas posteriores.

Conclusiones

Resumiendo todo lo dicho sobre la tectónica hercínica, se puede concluir que, en el área estudiada, se observa la superposición de, al menos, tres fases principales de deformación, progresivamente de menor intensidad y varias tardías.

Asociados con la primera fase se desarrollan pliegues isoclinales, de dirección aproximada NNO-SSE y vergentes al NE, que debido a la superposición de las fases posteriores, puede presentar localmente una gran dispersión. A la vez que esta deformación, y preferentemente en los flancos inversos de los pliegues, se desarrolla una incipiente fracturación.

Posteriormente, en relación con la segunda fase, se desarrollan pliegues que, a diferencia de los de primera fase, no se observan en todo el área, sino únicamente en ciertos puntos de la zona. También estos pliegues son de tipo isoclinal, vergentes cuando están muy desarrollados y, al igual que en el caso anterior, llevan asociada una fracturación, especialmente en los flancos inversos de los pliegues y en las zonas próximas a las charnelas. La dirección de estos pliegues es aproximadamente E-O. La tercera fase, de mucha menor envergadura y visible únicamente en determinados puntos del área, dio lugar a grandes megaestructuras, de tipo anticlinorio y sinclinorio, cuya dirección es NNE-SSO.

En relación con las tres fases tectónicas principales se desarrollan tres tipos de esquistosidades que varían según las zonas. Así, durante la primera fase, la esquistosidad es, en general, de flujo para toda la zona. Durante la segunda, la esquistosidad tiene unas características que varían de acuerdo con las diferentes zonas. Así, donde menos desarrollada está la esquistosidad es de fractura, pasando a ser de crenulación, e incluso de flujo, en los puntos donde actuó con mayor intensidad. La tercera fase dio lugar también a una esquistosidad de fractura, que en general está poco desarrollada, y que es de crenulación cuando los términos son más pelíticos. Por otro lado, esta esquistosidad se puede observar únicamente en áreas muy localizadas.

Paralelamente con estas tres fases, pero posiblemente con mayor intensidad durante la segunda, se desarrolló un proceso de cizallamiento subvertical al N de área estudiada.

Finalmente, con posterioridad a todos los sucesos mencionados y durante la relajación de orógeno, el

zócalo fue afectado por una serie de fases tardías que dieron lugar al desarrollo de varios sistemas de fractura y, muy localmente, a pliegues en acordeón.

Referencias

- Arribas, A.; Gonzalo, F., y Iglesias, M. (1981): El yacimiento de estaño de Golpejas (Salamanca). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3: 563-592.
- Arribas, A.; Martín Izard, A., y Montes, J. (1983): Las mineralizaciones de uranio de la zona de Alameda de Gardón y su posición en el contexto geotectónico de las pizarras del oeste de la provincia de Salamanca. VIII Reunión de Geol. del Oeste Peninsular. *Stud. Geol.*, 1983, 201-224.
- Capote, R. (1983): Los tiempos precámbricos: Discusión e interpretaciones de conjunto. Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España*, tomo I, IGME. Madrid, 111-116.
- Carnicero, A. (1980): *Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (W de la provincia de Salamanca)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- Carrington Da Costa, J. (1950): Noticia sobre una carta geológica de Bucaco de Nery Delgado. *Com. Ser. Geol. Port.*, 23.
- Corretgé, G. y López Plaza, M. (1976): Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo. I. El complejo esquistó grauváquico. *Stud. Geol.*, 11: 121-199.
- Corretgé, G. y López Plaza, M. (1977): Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo. II. Las rocas graníticas. *Stud. Geol.*, 12: 47-73.
- Díez Balda, M. A. (1982): *El complejo esquistó-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 298 pp.
- García de Figuerola, L.C. y Martínez García, E. (1972): El Cámbrico inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central). *Stud. Geol.*, 3: 33-44 (Salamanca).
- Ibarguchi, I.; Julivert, M., y Martínez, F. J. (1983): Evolución de la cordillera hercínica en el tiempo. Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España*, tomo I. IGME, Madrid, 607-612.
- Iglesias, M. y Ribeiro, A. (1918 c): Zonas de cisaillement ductile dans l'arc ibéroarmoricain. *Comunicações dos serviços Geológicos de Portugal*, 67: 85-88.
- Iglesias, M. y Ribeiro, A. (1981 b): La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) - Penalva do Castelo (Viseu): un linéament ancien réactivé pendant l'orogénese hercynienne. *Comunicações dos serviços Geológicos de Portugal*, t. 67. 1: 89-94.
- IGME (1972): *Programa sectorial de exploración de estaño y wolframio. Subsector III Oeste-Area I Vitigudino*. Plan Nacional de la Minería. Programa Nacional de Investigación (inédito).
- IGME (1973): *Programa sectorial de exploración de estaño y wolframio. Subsector III Oeste-Area I. Vitigudino*. Plan Nacional de la Minería. Programa Nacional de Investigación (inédito).
- Julibert, M.; Fontbote, J. M.; Ribeiro, A., y Nabais Conde, L. E. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E 1:1.000.000*. Memoria explicativa. 1-113 (1974), I.G.M.E.
- Julivert, M. (1983): La estructura de la zona Cantábrica. Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España*, tomo I. IGME, Madrid, 339-380.
- Julivert, M. y Truyols, J. (1983): El Ordovícico en el Macizo

- Ibérico. Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España*, tomo I. IGME, Madrid, 192-245.
- Lefort, J. P. y Ribeiro, A. (1980): La faille Porto-Badajoz-Cordone e-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan Paléozoïque sudarmoricain? *Bull. Soc. Géol. France* (7.^a Ser.), 22 (3): 455-462.
- Lotze, F. (1945): Observaciones respecto a la discusión de los variscides de la Meseta Ibérica. Traducción J. M. Ríos. *Publ. Extr. Geol. España*, V, 149-166.
- Lotze, F. (1965): Das Präkambrinus spaniens. *Neues b Geol Paläont. Mn.* t. 8: 373-380, Stuttgart. Traducido por J. Gómez Llorena. El Precámbrico en España. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid 1960, 60: 227-240.
- Lotze, F. (1961): Das kambriem Spanieus tel I: Stratigraphie *Abh. d. Math. Nater Classe*, n.º 6, 285-498. Traducción J. Gómez Llorena. El Cámbrico en España. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 75: 256. Madrid.
- Martín-Izard, A. y Arribas, A. (1984): Relaciones entre la estratigrafía y las mineralizaciones uraníferas del Complejo Esquisto Grauváquico en el Oeste de la provincia de Salamanca. *I Congreso Español de Geología*, tomo II, 577-587.
- Martínez García, E. y Nicolau, J. (1973): Los terrenos supraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca). *Bol. Geol. Min.*, 84: 407-418. Madrid.
- Oen Ing Soen (1970): Granite intrusion folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min.*, 81: 198-271 (2-3).
- Pardillo, J. (1983): *Las rocas graníticas del área de Villar de Ciervo y las mineralizaciones estanno-wolframíferas y uraníferas asociadas*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca. 100 pp.
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill. N. Y. 568 pp.
- Regencio Macedo, C. A. (1983): Ortogneisses de Pala: idade da intrusao e do cizalhamento (Pala-Penhel-Portugal Central). *VIII Reunión sobre la Geología del oeste peninsular*. (Resúmenes.)
- Ribeiro, A. (1970): Position structurale des massifs de Morais et Bragança (Tras os Montes). *Com. Ser. Geol. Portugal*, 54: 115-138.
- Ribeiro, A. (1974): Contribution a l'etude tectonique de tras-os-montes oriental. *Serv. Geol. de Port. Mem.*, 24 (Nova serie), 1-168.
- Rodríguez Alonso, M. D. (1982): *Contribución al conocimiento del C.X.G. en el sector occidental del sistema central español (Las Hurdes, Sierra de Gata)*. Ediciones Univ. de Salamanca. Tesis Doctoral.
- Rolz, P. (1972): *Beitrage zum Aufbandes junprakam-brischen und altapalaoischen crudebirges in den Provinzen Salamanca und Caceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und Ostliche Sierra de Gata)*. Spanien (Ausznng). Technischen Universitat Mucnhen.
- San José, M. A. (1983): El complejo sedimentario pelítico-grauváquico. Libro Jubilar, J. M. Ríos. *Geología de España*, tomo I, IGME, Madrid, 91-99.
- Zamarreño, I. (1983): El Cámbrico en el Macizo Ibérico. Libro Jubilar, J. M. Ríos. *Geología de España*, tomo I, IGME, Madrid, 117-191.

Recibido el 10 de febrero de 1986
Aceptado el 18 de noviembre de 1986