

*Los afloramientos triásicos de la zona
de confluencia de las Cordilleras
Ibérica y Bética. Aportes de la gravimetría
a su interpretación*

Santiago CASTAÑO FERNÁNDEZ *
y Andrés CARBÓ GOROSÁBEL **

* *Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos.
Departamento de Ingeniería Geológica y Minera.
Universidad de Castilla-La Mancha. Albacete 02071*

** *Facultad de Ciencias Geológicas.
Departamento de Geodinámica.
Universidad Complutense. Madrid. 28040*

RESUMEN

El presente trabajo analiza el Mapa de Anomalías de Bouguer de la zona de confluencia de las Cordilleras Ibérica y Béticas, elaborado en base al procesamiento de 1.352 medidas de gravedad. Las observaciones han sido realizadas con un gravímetro astático Lacoste and Romberg. El sistema de referencia adoptado ha sido el Geodetic Reference System (GRS, 1967) para el cálculo de la gravedad teórica. Este mapa refleja una fuerte estructuración NE-SO de la zona, resaltando en ella la falla de Jumilla, accidente de posible importancia cortical que separa dos ámbitos gravimétricamente muy distintos. Algunas de las anomalías residuales calculadas por sustracción de una superficie de tercer grado pueden fácilmente relacionarse con estructuras geológicas conocidas; este es el caso de mínimos gravimétricos que pueden explicarse por su relación con afloramientos diapíricos triásicos. La fracturación de la zona presenta una estrecha relación con los afloramientos de materiales triásicos y los cuerpos volcánicos existentes, lo que permite pensar en un proceso genético común a los tres elementos; en nuestra opinión, este proceso puede estar

relacionado con una reciente etapa de activación de la rama SO del punto triple de la Cuenca de Valencia.

Palabras clave: Gravimetría. Afloramientos triásicos. Cadenas Ibérica y Béticas. S.E. España.

ABSTRACT

The following research analyses the Bougers Anomaly Map of the joining area of the Iberian and Betic Chains made on the basis of trying 1350 gravity measurements. The gravity measurements have been carried out with astatic gravimeter Lacoste and Romberg. The computation of the gravity values has been done according to the recommendation of the Geodetic Reference System (GRS, 1967). This map reveals a strong NE-SW structure of the area in which the Jumilla fault, accident of possible cortical importance separating two very different gravimetric limits, stands out. Some of the residual anomalies calculated by subtracting a third degree surface can easily be related with known geologic features. Gravity lows can be explained by its relation to Triassic diapiric outcrops. The fracture of the area presents a narrow relationship to the Triassic material outcrops and the existing volcanic outcrops which allows us to suppose that a common genetic process to three elements exists. In our opinion, this process has to do with a recent stage of activation of the SW branch from the triple point in the Valencia Basin.

Keywords: Gravimetry. Triassic outcrops. Iberian, Betic Chains. S. E. Spain.

INTRODUCCIÓN

El área de unión de las cordilleras Ibérica y Béticas es una zona de difícil delimitación que se extiende, con dirección NE, por las provincias de Albacete y Valencia hacia el mar Mediterráneo. En ella confluyen las actuales directrices tectónicas de la Cordillera Ibérica, representada por la terminación meridional de la Rama Castellana, y las de la Cordillera Bética, fundamentalmente el Dominio Prebético (Fig. 1). En esta región, la sedimentación triásica presenta una gran continuidad física en el borde continental durante todo el período. En efecto, excepto pequeñas variaciones locales, los dominios sedimentarios se extienden sin solución de

continuidad por el margen Bético e Ibérico; sin embargo, las edades de inicio de la sedimentación varían: son más tardías conforme nos aproximamos a la Meseta y a las Béticas. Hacia el SE, aproximadamente en la zona de Jumilla y Pinoso, se encuentra el área de mayor subsidencia y es en esta región donde el Keuper presenta un carácter evaporítico más marcado (Ortí Cabo, 1974).

El área sobre la que se ha realizado el levantamiento gravimétrico ocupa una extensión de 11.253,55 Km², y está limitada por las coordena-

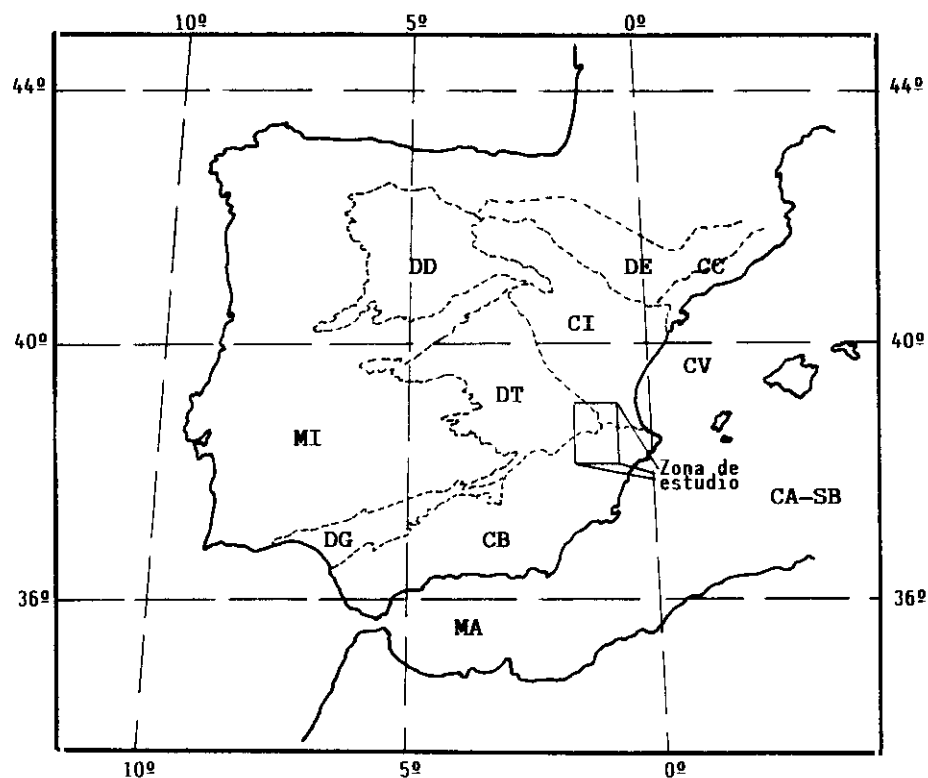


Figura 1.— Península Ibérica. Unidades morfoestructurales. **MI**: Macizo Ibérico. **DD**: Depresión del Duero. **DE**: Depresión del Ebro. **DT**: Depresión del Tajo (con depresión de Castilla-La Mancha y cobertera mesozoica tabular). **DG**: Depresión del Guadalquivir. **CC**: Cadenas Costero-Catalanas. **CI**: Cadena Ibérica. **CB**: Cordilleras Béticas. **CV**: Cuenca Valenciana. **CA-SB**: Cuenca Argelino-Sudbalear. **MA**: Mar de Alborán. (Adaptado de Alvarado, 1983, pg. 15.)

Figure 1.— Iberian Peninsula. Morphostructural units: **MI**.— Iberian Massif. **DD**.— Duero Depression. **DE**.— Ebro Depression. **DT**.— Tajo Depression (with Castilla La Mancha Depression and tabular mesozoic coverture). **DG**.— Guadalquivir Depression. **CC**.— Costero Catalanas Chains. **CI**.— Iberian Chain. **CB**.— Beticas Chains. **CV**.— Valencia Basin. **CA-SB**.— Argelino Sudbalear Basin. **MA**.— Alboran Sea. (Adapted from Alvarado, 1983, pg. 15.)

das U. T. M.: 688.150-4.356.200, 598.150-4.356.200, 688.150-4.225.150 y 598.150-4.225.150, del Huso 30. Administrativamente comprende la mitad oriental de la provincia de Albacete, el extremo SO de la de Valencia, el extremo NO de la de Alicante y el extremo NE de la de Murcia (Fig. 3).

Tradicionalmente se ha considerado la existencia de dos momentos de actividad diapírica en la región: el primero, ligado a un régimen tectónico distensivo durante el Mesozoico-Paleógeno y el segundo, entre la fase de plegamiento y la intrusión del vulcanismo lamproítico, es decir, entre 6 y 3 m.a. (Rondeel & Gaag, 1986).

La mayoría de los investigadores que han estudiado la zona son de la opinión de que los procesos tectónico y diapírico van estrechamente ligados (Azema, 1977; Ortí Cabo, 1981); Mancheño Jiménez & Rodríguez-Estrella (1985) indican, además, la existencia de actividad sísmica en sus trazas. Estos materiales triásicos aparecen relacionados en muchos casos con materiales volcánicos, lo que permite suponer, en principio, la existencia de un elemento común que ha favorecido o condicionado la extrusión de los materiales triásicos y el vulcanismo.

METODOLOGÍA

La forma de abordar este estudio ha consistido en la aplicación del método gravimétrico y su integración con los conocimientos geológicos. La gravimetría es muy sensible a las estructuras profundas cuando se producen cambios laterales de densidad, es relativamente fácil de modelizar y se puede ejecutar en unos tiempos y mediante unos costes accesibles. Los contrastes de densidades en nuestro caso parecen suficientes para obtener unas anomalías de amplitudes aceptables para la investigación propuesta.

La superficie ha sido cubierta con un total de 1.352 estaciones, sin contar las repeticiones de control, lo cual representa una densidad media de una estación cada 8,32 Km², con una distancia lineal media inferior a 3 Km. Las medidas se han realizado con el gravímetro Lacoste & Romberg modelo G, nº 953. El levantamiento está apoyado sobre la base de la Red Fundamental situada en Albacete. La altimetría de las estaciones se determinó mediante un alímetro Pauling MDM-5 serie GT3528, apoyando los recorridos sobre vértices geodésicos a fin de minimizar la deriva instrumental debida a variaciones de presión y temperatura. Las correcciones topográficas se han realizado mediante la aplicación de las

tablas de Hammer (1939) para las tres zonas: de 0 a 52.5 m, de 52.5 hasta 2.615 m y de 2.615 hasta 21.950 m.

Para la obtención del mapa de Anomalías de Bouguer (véase Fig. 2. Equidistancia de isolíneas 2 mGals) hemos reducido todas las lecturas al Elipsoide de 1967 (fórmula de gravedad normal, I. U. G. S. 1967), y se les han aplicado las correcciones habituales (Aire libre, Bouguer y Topográfica). La densidad de reducción ha sido de 2.67 gr/cm^3 . El cálculo de errores se ha realizado sobre un 7% de repeticiones, dando un error cuadrático medio global del mapa de 0.32 mGals.

LOS AFLORAMIENTOS TRIÁSICOS

En la zona estudiada se pueden diferenciar tres grupos distintos de afloramientos constituidos por materiales triásicos (Fig. 3):

1.º En la mitad septentrional de la zona aparecen formando cuerpos alargados y de grandes dimensiones, con poco material evaporítico visible en superficie. Consisten en areniscas rojas, margas pizarrosas con yesos y niveles carbonatados. Presentan también localmente diabasas y sales. Morfológicamente son largas depresiones con fondo triásico que rompen las estructuras surgidas de la tectogénesis finioligocena, rodeadas de áreas montañosas de calizas cretácicas y que suelen estar rellenas de importantes depósitos del Mioceno, Plioceno y Cuaternario. (Moissenet, 1989). La erosión localizada en estas depresiones (probablemente originadas inicialmente por colapso de las sales) ha desmontado los materiales triásicos, cubriéndolos en muchos casos de materiales pliocuaternarios.

Estos afloramientos presentan una marcada direccionalidad en el área valenciana (Zona Centro de Ortí Cabo, 1974), la cual varía desde una sola dirección (Chelva) hasta tres direcciones (Canal de Navarrés). Su forma, dirección y distribución espacial sugieren una estrecha relación con los sistemas de fracturas de la zona. Diferentes autores (Rodríguez Estrella, 1977b; Moseley *et al.*, 1981; Rondel & Gaag, 1986) opinan que este tipo de afloramientos es difícil de explicar por un proceso halocinético puro y relacionan su génesis y emplazamiento con la actividad de fallas de basamento.

Dentro de este grupo podemos incluir los afloramientos de Cofrentes-Ayora, Fuente Albilla-Casas de Vés, Alpera-Montealegre del Castillo y Almansa.

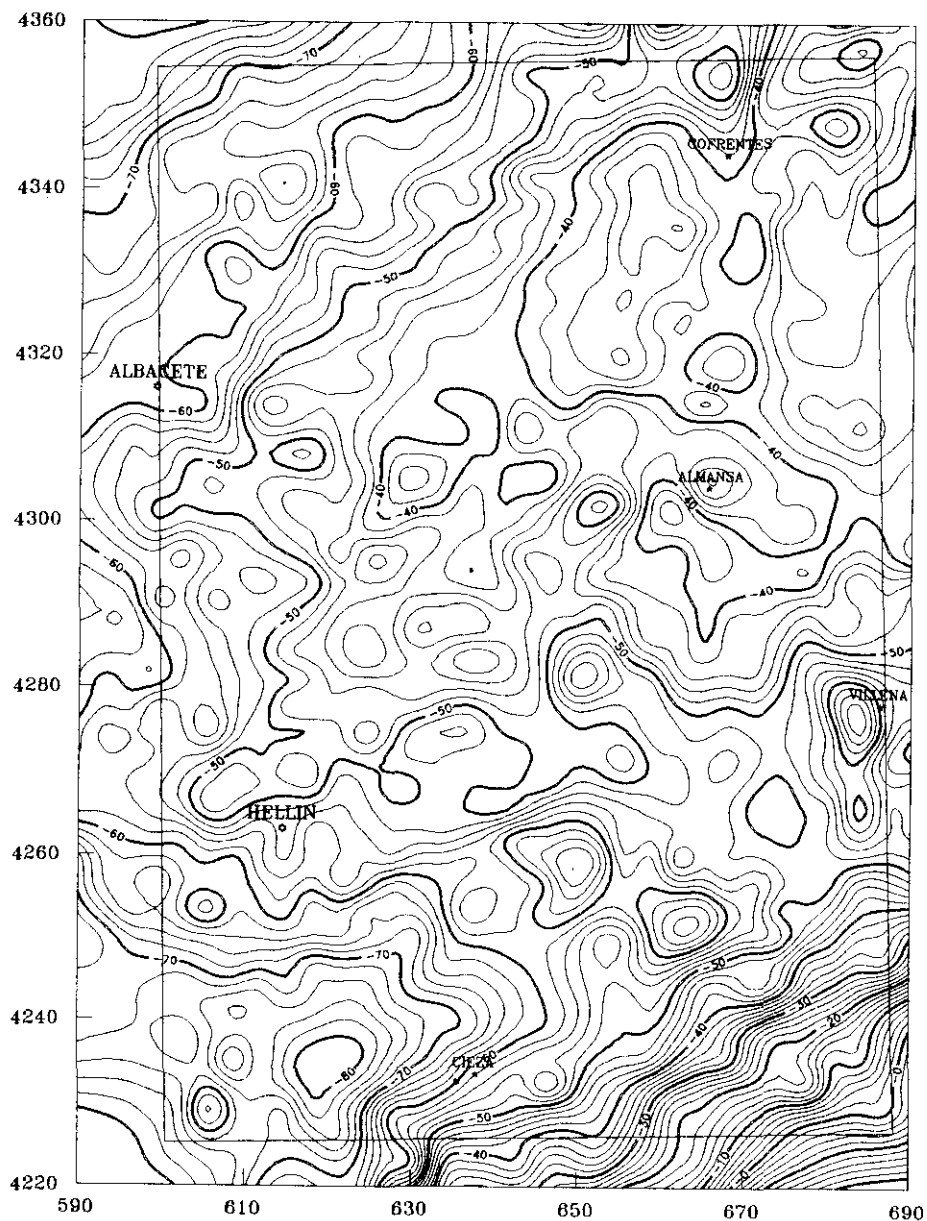


Figura 2.— Mapa de Anomalías de Bouguer. ($D = 2.67 \text{ g/cc}$). Coordenadas U. T. M. 1/1000.
Figure 2.— Map of Bouguer Anomalies. ($D = 2.67 \text{ g/cc}$). U. T. M. 1/1000 Coordinates.

2.º Al Sur de los anteriores, las estructuras son de menor tamaño y morfología más o menos elíptica o circular bien conservada (Pinoso, La Rosa); en su composición externa aparecen los materiales más plásticos del Keuper: arcillas, yesos y halita, y en menor proporción carbonatos, areniscas y rocas ofíticas (Ortí Cabo, 1981). Morfológicamente constituyen relieves aislados de pequeña magnitud (50 a 300 m). Su forma, estructura y relación con las rocas encajantes sugieren un origen diapírico y (en principio) no aparece tan clara su relación con los sistemas de fracturas de la zona.

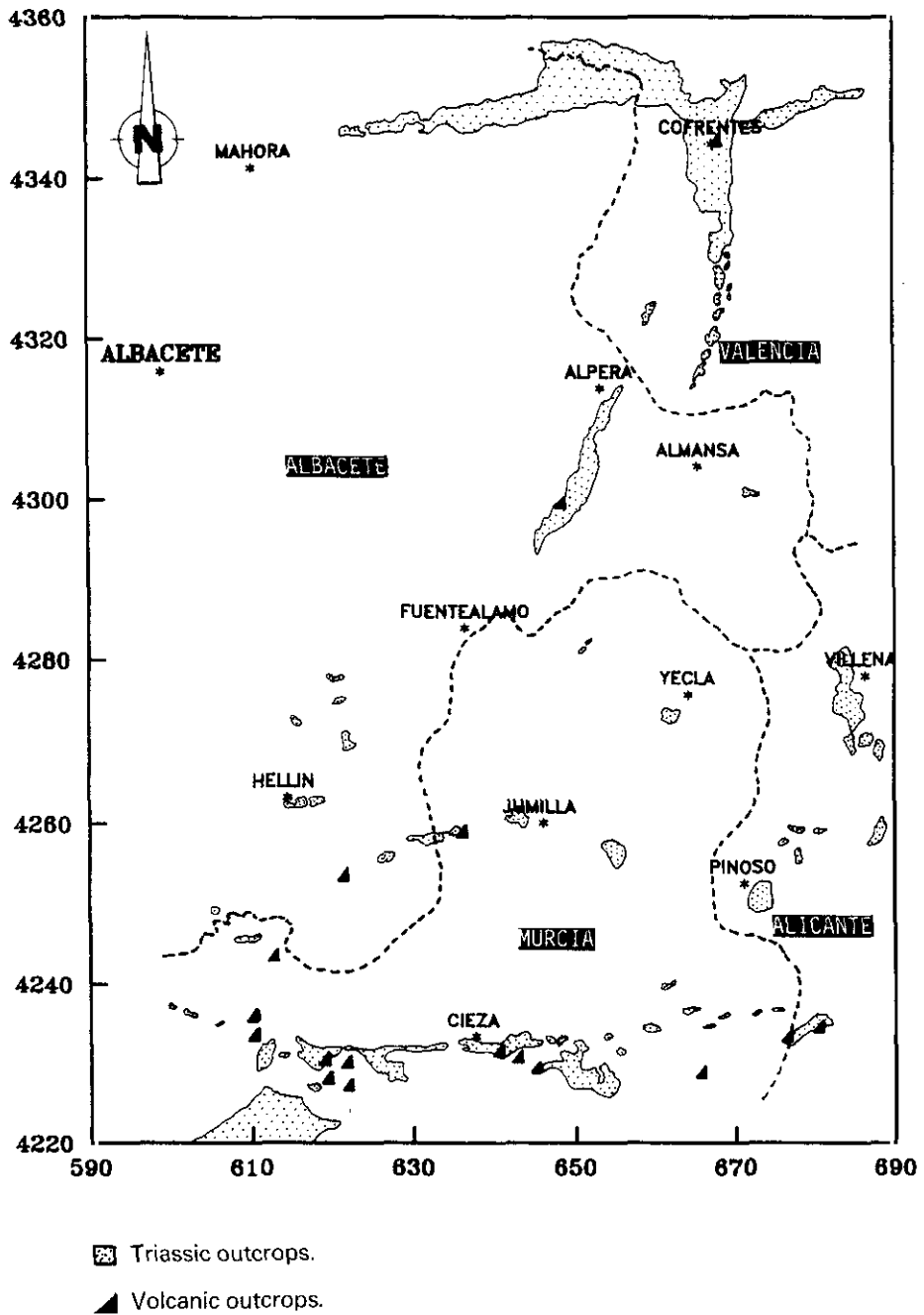
En este grupo se incluyen los diapiros de Villena, Yecla, Jumilla, La Celia, el Quijonate, Sierra de Cubillas, Pantano del Cenajo, Cabezo de la Rosa y Cabezo de la Sal (Pinoso).

3.º En el borde meridional de la zona investigada, ya claramente en las Zonas Externas Béticas (Calasparra, Cieza y Monóvar), los afloramientos triásicos presentan importantes diferencias estructurales con los anteriores. Muchos de ellos cabalgan o están cabalgados por otros materiales secundarios e incluso terciarios. Estos materiales parecen más afectados por la estructura del Subbético que por procesos halocinéticos y pertenecerían a otro grupo totalmente distinto que no trataremos aquí.

Recapitulando todo lo expuesto vemos que existen ciertas diferencias entre los afloramientos triásicos cercanos al margen Bético y los más septentrionales. En estos últimos (grupo 1.º) es bastante clara su relación con grandes fracturas distensivas, probablemente heredadas de antiguos sistemas de fracturación y sus materiales son más densos, tienen menos material evaporítico. Los del 2.º grupo son menos densos, ascienden más fácilmente, presentan un aspecto más diapírico s.s. y no parecen tan relacionados con la fracturación (si bien este hecho es cierto a nivel local, no lo es a escala regional, en la que sí se puede observar dicha conexión).

INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA

Basándonos en el levantamiento gravimétrico de la zona (Castaño, 1993), podemos precisar algunas características de la misma y su relación con los afloramientos triásicos. Usaremos para ello el mapa de anomalías residuales (Fig. 4; compárese con la Fig. 2), obtenido mediante la substracción al mapa de anomalías de Bouguer del valor de la anomalía regional (polinomio de 3.º grado). Este mapa presenta una clara estructuración NE y uno de sus rasgos más destacados es el importante gradiente



gravimétrico (15 mGals) que con una longitud de más de 100 Km atraviesa todo el área con una dirección aproximada N 60°-70°, desde Las Minas hasta más allá de Caudete. En principio este gradiente no se puede asociar directamente a una falla o fractura (la gravimetría no detecta la estructura por sí misma, sino por el contraste de densidades que provoca), no obstante, hemos de considerar que esta alineación coincide con lo que numerosos autores denominan falla de Jumilla (de Cenajo-Jumilla-Yecla según Rodríguez Estrella, 1979). Este accidente parece controlar o condicionar procesos extrusivos de materiales triásicos desde el embalse de Camarillas hasta Yecla, pasando por Cancarix y Jumilla. También el vulcanismo de la zona parece estar superficialmente asociado. Curiosamente, en la cartografía geológica, la rama N de esta fractura se desplaza hacia el S a partir de Jumilla (hasta el Diapiro de la Rosa aproximadamente) por efecto de la denominada falla de Ontur-Jumilla y pasa a ser la falla de Sierra Larga-Sierra del Carche, pero la gravimetría no detecta esto, sino la continuación del gradiente por la zona de Caudete y el valle de Montesa, independientemente de que más al S pueda existir una fractura paralela también muy extensa, la falla de Venta del Olivo-Villena-Gandía (Rodríguez Estrella, 1979).

El tercio N es una zona distensiva en la que no se observan alineaciones de mínimos relativos importantes dentro de los valores negativos del área. Las dos anomalías más claras, de -12 mGals (Cofrentes y Mahora) limitan el afloramiento triásico que, de dirección casi E-O, proviene de Cofrentes; estos materiales no presentan gradientes negativos importantes, por lo que consideramos que son de poca entidad en profundidad.

Al Este, el rasgo más importante lo constituye una importante estructura N-S que penetrando desde el N atraviesa casi toda la región con una longitud visible de unos 120 Km y que constituye lo que denominamos el Corredor Cofrentes-Hellín. Gravimétricamente se manifiesta como un alineación de negativos (mínimos relativos de 0 y -2 mGals) que geológicamente se correlacionan perfectamente con los afloramientos que tratamos:

- Los mínimos existentes entre Cofrentes y Almansa, se sitúan sobre el valle de Cofrentes-Ayora. Se trata de una zona distensiva fracturada, de dirección N-S, que controla el ascenso de los materiales evaporíticos subyacentes y que constituye el más importante afloramiento triásico de la zona.

Figura 3: Localización de los afloramientos triásicos y volcánicos de la zona. Coordenadas U. T. M. 1/1000.

Figure 3: Situation Triassic and Volcanic outcrops in the zone. U. T. M. 1/1000 Coordinates.

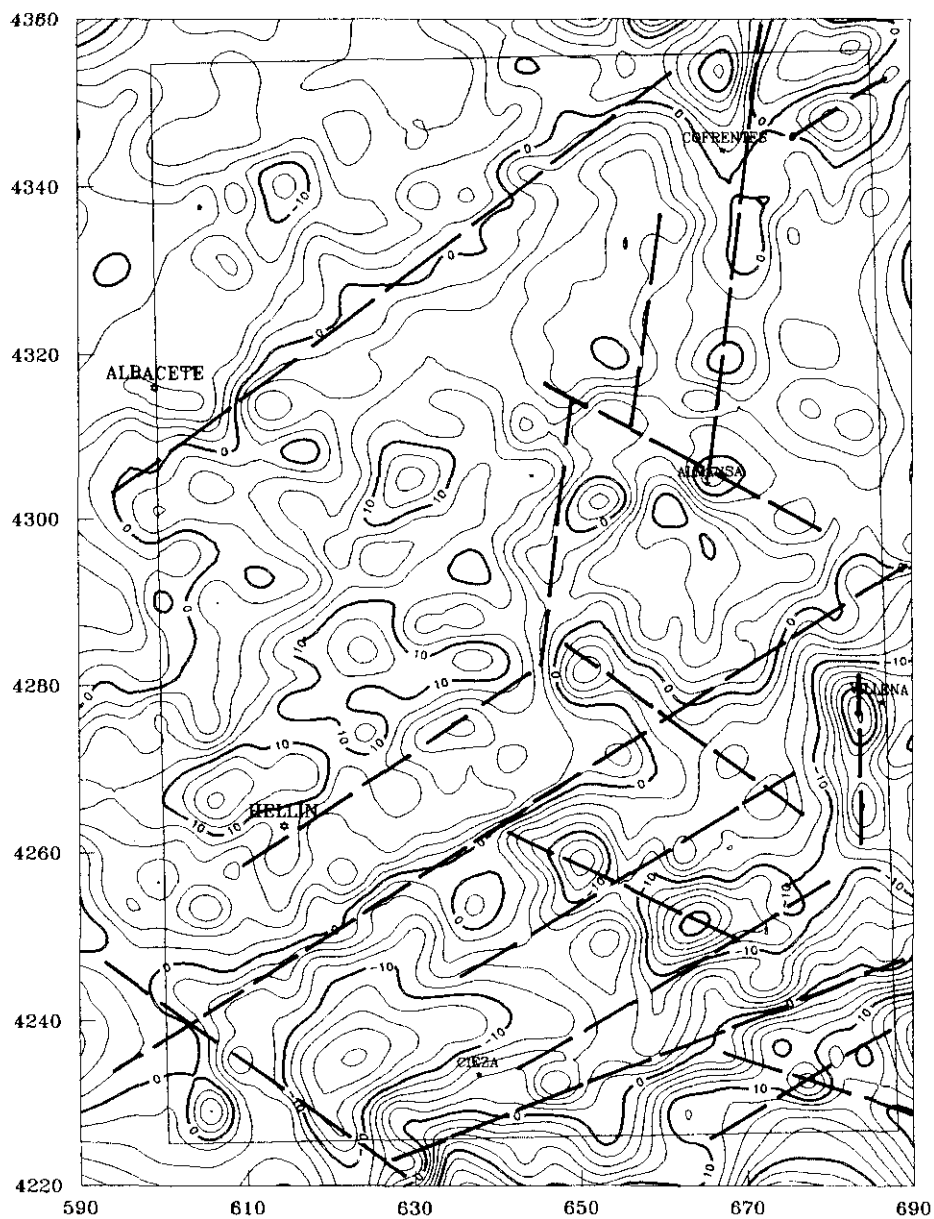


Figura 4.— Mapa de anomalías residuales. Coordenadas U. T. M. 1/1000.

Figure 4.— Map of residual anomalies. U. T. M. 1/1000 Coordinates.

- La alineación de mínimos entre Alpera y Montealegre del Castillo, coincide con otro afloramiento triásico, y hemos de considerar su posible prolongación SSO, hacia Albatana y Hellín.
- El extremo S del Corredor presenta una disposición compleja, pues se atenúa al tiempo que su dirección gira hacia el SO, quizás por una fracturación satélite del accidente de Jumilla. En la única zona de cierta entidad de valores mínimos relativos, entre Fuente-Álamo, Albatana y Hellín, vuelven a aparecer pequeños afloramientos triásicos, asociados a la terminación del accidente de Montealegre del Castillo y su conexión con el de Jumilla.

Como elemento puntual hemos de destacar la anomalía de -8 mGals que aparece entre Yecla y Fuente-Álamo (en cuyo centro existen dos pequeños afloramientos de materiales triásicos) y que, con dirección aproximada N 120° , se prolonga más allá del diapiro de Yecla. La relación entre el valor de la anomalía y la entidad de los afloramientos nos permite pensar la existencia en profundidad de una elevada potencia de materiales evaporíticos no aflorantes. Al E del mismo aparece una anomalía de -24 mGals, que coincide con el afloramiento de Villena, de dirección aproximada N-S, similar al accidente de Cofrentes-Ayora.

Los afloramientos al S del accidente de Jumilla son distintos; la tectónica localmente compresiva, condicionada por la acumulación de los materiales Béticos, no pudo generar el tipo de estructuras septentrionales (únicamente el afloramiento de Villena parece correlacionarse más con la dirección del corredor de Cofrentes que con las de esta zona) y las zonas de debilidad se localizaron en las intersecciones de fracturas de direcciones N 60° - 70° y N 110° - 120° , principalmente asociadas al borde meridional del accidente. La mayor abundancia de materiales evaporíticos en la facies Keuper favoreció la extrusión de los mismos en estos lugares.

Estos afloramientos surgen aislados, sin conexión con grandes áreas distensivas, como cuerpos halocinéticos que aparentemente no presentan una gran influencia estructural; sin embargo, no existe una correlación tan perfecta entre los afloramientos y los mínimos gravimétricos observados: las anomalías negativas de La Rosa y Pinoso aparecen desplazadas 10 y 5 Km al NO de los correspondientes afloramientos triásicos. A pesar de la inexistencia de una relación clara en superficie entre los afloramientos y las fracturaciones, este desplazamiento puede deberse, en una primera aproximación, a un proceso halocinético controlado por fracturaciones de buzamiento NO, pero este criterio sólo sería válido para los diapiros de La Rosa y Pinoso, pues el de Jumilla, muy cercano, no presenta esta

disposición. Sin embargo, los tres diapiros y sus correspondientes mínimos gravimétricos están alineados (como en el caso del de Almansa) en dirección N120°, formando un ángulo de 50°-60° con el accidente de Jumilla, y su afloramiento coincide con la intersección de alineamientos gravimétricos NE con otros N120°. Esta disposición puede generar zonas de debilidad que condicionen el proceso de ascenso de los materiales menos densos y que no coincidan con las zonas de mayor potencia de dichos materiales.

En el extremo meridional del mapa aparecen otros afloramientos triásicos, sin relación clara con las anomalías gravimétricas negativas, por lo que hemos de considerarlos estructuralmente distintos a los demás. No obstante, en el vértice SE, entre Hondón de los Frailes y Fortuna, se aprecian varios mínimos relativos con la misma disposición estructural: corresponden a afloramientos asociados a la falla de Crevillente en su intersección con otro posible accidente N 120°.

Los rasgos gravimétricos más importantes del mapa son sin duda la alineación de mínimos de direcciones N-S a NNE-SSO asociada a los afloramientos triásicos de Cofrentes-Montealegre del Castillo, y el rectilíneo y fuerte gradiente entre Las Minas y Caudete. Los afloramientos más importantes parecen relacionados con estos dos elementos, respondiendo a dos situaciones estructurales distintas: al N condicionados por una tectónica distensiva y al S por la intersección de fracturas normales N 60° con N 120°. Estas dos situaciones (así como la estructuración de la zona en bandas de dirección NE y el adelgazamiento cortical hacia la costa), se pueden relacionar con las últimas etapas (Mioceno superior, Messiniense) de activación de la rama SO del punto triple de la cuenca Valenciana (Alvaro, Capote & Vegas, 1981). Este proceso de rifting provocó un adelgazamiento cortical de dirección NE-SO originando localmente una etapa fuertemente distensiva (con su máximo entre Mahora y Jumilla) (Castaño, 1993) y continuando el proceso de adelgazamiento cortical iniciado en el Mioceno inferior (Fontboté *et al.*, 1990). El accidente de Jumilla marca en la cobertera el límite entre la zona distensiva al N y una banda al S, localmente compresiva, que la separa del apilamiento de escamas Béticas situado en la línea Calasparra-Albatana. Así pues, los afloramientos triásicos de la zona, aunque tradicionalmente interpretados en dos grupos distintos en cuanto a su cinemática, creemos que pueden deberse, en su última etapa, a un mismo proceso distensivo, de tipo rifting, que actuó entre las dos cordilleras, adelgazando la corteza hasta 25-30 Km en la vertical de Mahora y cuyos efectos en la cobertera fueron distintos al N y al S del accidente de Jumilla.

CONCLUSIONES

Existe en la zona una importante alineación gravimétrica que puede correlacionarse con la falla de Jumilla y que es, en nuestra opinión y coincidiendo con lo mantenido por algunos investigadores (Vilas, Arias & García, 1982), mucho más importante de lo que tradicionalmente se ha considerado. Este accidente separa dos ámbitos graviméricamente distintos:

Al N del mismo se encuentra la zona de máximo adelgazamiento cortical (25-30 Km). Las anomalías gravimétricas de menor valor (mínimos relativos de 0 y -2 mGals) se correlacionan con los afloramientos de materiales triásicos y marcan una alineación N-S a NE-SO, denotando, en nuestra opinión, un fuerte control estructural de la zona. El afloramiento de estos materiales se ha realizado a favor de grandes fracturas distensivas, en el centro de estructuras graben o semigraben como la de Cofrentes-Ayora, que parecen corresponder al juego de dos direcciones, la N 350° y la N 20° , dando como tendencia general N-S. La erosión ha actuado fuertemente en estas zonas previamente deprimidas y ha desmontado la parte superior de los afloramientos, sobre los que se han depositado, discordantes, materiales del Mioceno sup.-Plioceno.

Al S del accidente aparece una depresión gravimétrica (que hemos denominado Banda de Jumilla) entre los valores positivos de los conjuntos carbonatados Cretácicos de Hellín, Fuente Álamo y Almansa y el fuerte ascenso de los valores hacia la costa (Carbó, 1982). Esta Banda, de fuertes anomalías negativas (hasta -25 mGals) queda limitada al S y SE por la isolínea de 0 miligales y el ascenso de la gravimetría hacia valores positivos, coincidiendo aproximadamente con el límite del Subbético y, algo más lejana, con la falla de Crevillente. Aunque de hecho existen afloramientos triásicos en este ámbito, como pueden ser Pinoso y La Rosa, que considerados individual y superficialmente presentan un mayor carácter diapírico s.s., las anomalías gravitatorias que generan se pueden correlacionar con condicionantes estructurales de grandes dimensiones, aunque no tan notorios en superficie como más al N. Los mínimos gravimétricos se encuentran desplazados respecto a los afloramientos, lo que permite suponer la existencia de importantes volúmenes de materiales triásicos no aflorantes (todavía), responsables del proceso halocinético que prosigue en la actualidad, lo que, unido a la ausencia de erosión hídrica, refuerza el mantenimiento de la estructura en domo de los mismos.

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro agradecimiento al doctor Lorenzo Vilas por su ayuda en los aspectos estratigráficos de este trabajo y por sus correcciones al manuscrito original.

BIBLIOGRAFÍA

- ALVARADO, M. (1983): «Evolución de la Placa Ibérica», in *Geología de España* J. A. Comba (coord. gen.), Instituto Geológico y Minero de España. Libro Jubilar de J. M. Ríos. t. 1: 21-53.
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R., & VEGAS, R. (1981): «Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica: Libro Homenaje a L. Solé i Sabaris», *Acta Geol. Hisp.* 14: 172-177. Barcelona.
- AZEMA, J. (1977): «Étude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie. (Espagne)», *Thèse de Doctorat*, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 393 pp.
- CARBÓ, A. (1982): «Estructura cortical del Levante Español en base a datos gravimétricos», *Rev. Real Acad. Cien. Exac. Fis. y Nat.*, t. LXXVI, cuad. 2.º: 365-378.
- CASTAÑO, S. (1993): «La estructura cortical del área de unión de las Cordilleras Ibérica y Béticas», *Tesis Doc. (Inéd.)*, Univ. Compl. Madrid, 228 pp.
- FONTBOTÉ, J. M.; GUIMERA, J.; ROCA, E.; SABAT, F.; SANTANACH, P., & FERNÁNDEZ ORTIGOSA, F. (1990): «The Cenozoic Geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean)», *Rev. Soc. Geol. España*, 3, (3-4): 249-259.
- HAMMER, S. (1939): Terrain corrections for gravimeter stations», *Geogh.*, IV-3: 184-209.
- MANCHEÑO JIMÉNEZ, M. A., & RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1985): «Geología de los diapiros triásicos en el Noroeste de la provincia de Murcia», *Estudios Geológicos*, 41: 189-200.
- MOISSENET, E. (1989): «Les fossés néogènes de la Chaîne Ibérique: leur évolution dans le temps», *Bull. Soc. Géol. France* (8), t. V. 5: 919-926.
- MOSELEY, F.; CUTTELL, J. C.; LANGE, E. W.; STEVENS, D., & WARBRICK, J. R. (1981): «Alpine tectonics and diapiric structures in the PreBetic zone of southeast Spain», *J. Struct. Geol.*, 3: 237-251.
- ORTÍCABO, F. (1974): «El Keuper del Levante Español», *Est. Geol.*, 30: 7-46.
- (1981): «Diapirismo de materiales triásicos y estructura de zócalo en el Sector Central valenciano (España)», *Est. Geol.*, 37: 245-256.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977a): «Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante: I Estratigrafía», *Bol. Geol. y Min.*, 88 (3): 183-214.
- (1977b): «Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante: II Tectónica», *Bol. Geol. y Min.*, 88 (4): 273-299.
- (1979): «Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Liétor-Yeste (provincia de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética», *Tesis Doct.* Univ. Granada, Col. Mem. IGME 97, tt. 1 y 2, 290 pp.
- RONDEEL, H. G., & GAAG, P. V. D. (1986): «A two stage diapiric event in the eastern pre-betic», *Est. Geol.*, 42: 117-125.
- VILAS, L.; ARIAS, C., & GARCÍA, A. (1982): «Sierra de la Oliva», in *II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España. Excursión Pre-Coloquio. El Cretácico en la parte Central y Oriental de la Provincia de Albacete*, Publicaciones de la Universidad Complutense de Madrid: 47-72.