

**EL CAMPO VOLCÁNICO NEÓGENO DEL SE DE ESPAÑA***The Neogene volcanic province of SE Spain*

José López-Ruiz (\*)

**RESUMEN:**

El campo volcánico neógeno del SE de España (CVNSE), que se localiza en la parte oriental de la Cordillera Bética, está constituido por rocas calco-alcalinas (CA), calco-alcalinas potásicas (CAK), shoshoníticas (SH), ultrapotásicas (UP) y basaltos alcalinos (BA). Esta actividad magmática se ha desarrollado en dos periodos. El primero se inicia en el Langiense con la generación de rocas CA, continúa posteriormente con la extrusión simultánea de rocas CA, CAK, SH y UP y finaliza en el Mesiniense con la aparición de las rocas UP mas tardías. Después de una interrupción de 2 M.a. comienza el segundo período, en el que se desarrolla un volcanismo basáltico poco intenso.

Los caracteres petrológicos y geoquímicos que exhiben las rocas CA, CAK, SH y UP sugieren que sus magmas correspondientes se han generado en un manto litosférico que ha sido metasomatizado por fluidos derivados de sedimentos terrígenos, si bien los magmas CAK y SH han interactuado durante su ascenso con líquidos corticales procedentes del basamento paleozoico bético. Los magmas basálticos del segundo periodo derivan de manto sublitosférico, y durante su ascenso hacia la superficie no interactúan ni con el manto litosférico (estéril después de la generación de los magmas del primer periodo) ni con las rocas de la corteza.

De acuerdo con la evolución tectónica del orógeno bético-rifeño, el metasomatismo del manto litosférico se produjo durante los procesos de subducción que tuvieron lugar desde finales del Cretácico hasta el Oligoceno. A su vez, la generación del amplio espectro de magmas que caracteriza a este campo volcánico se desarrolla durante los eventos extensionales que se inician en el Mioceno Medio.

La existencia del manto sublitosférico del que se supone que proceden los magmas basálticos del segundo periodo se relaciona con la canalización hacia el NNE que sufrió la pluma triásico-jurásica responsable de la apertura del Atlántico central.

**ABSTRACT:**

The Neogene volcanic province of SE Spain is located on the eastern domain of the Betic Cordillera and is represented by calc-alkaline (CA), K-rich calc-alkaline (KCA), shoshonitic (SH) and ultrapotassic (UP) rocks as well as alkali basalts (AB). The magmatic activity developed along two periods. The first one started during Langhian time with the generation of CA rocks, followed by the simultaneous eruption of CA, KCA, SH and UP rocks and finished during Messinian time with late UP rocks. After a time gap of 2 Ma, the second period starts with the extrusion of minor basaltic volcanics.

The CA, KCA, SH and UP magmas originated into a lithospheric mantle intensively metasomatized by fluids derived from terrigenous sediments. During their ascent, the KCA and SH magmas interacted with crustal liquids from the Paleozoic Betic basement. The AB magmas generated from a sublithospheric mantle source. During their fast ascent to the surface these magmas did not interact with the lithospheric mantle (which was likely sterile after the melt extraction of the first magmatic period) or with the crust.

According to the tectonic evolution of the Betic-Rif orogen, the metasomatism of the lithospheric mantle can be related to the subduction processes that occurred since Late Cretaceous up to the Oligocene. The generation of the wide range of magmas typical of this province, was developed during the extensional events that started in Middle Miocene.

The presence of the sublithospheric mantle source of the alkali basalts in this province (like for other European Cenozoic volcanic provinces) has been interpreted as related to the Triassic-Jurassic plume which was responsible for the opening of the Central Atlantic.

**Palabras clave:** manto litosférico, metasomatismo, manto sublitosférico, rocas calco-alcalinas, rocas shoshoníticas, rocas ultrapotásicas, campo volcánico neógeno del SE de España.

**Keywords:** lithospheric mantle, metasomatism, sublithospheric mantle, calc-alkaline rocks, high-K calc-alkaline rocks, shoshonitic rocks, ultrapotassic roks, Neogene volcanic province of SE Spain.

**INTRODUCCIÓN**

En la Península Ibérica el tránsito Oligoceno/Mioceno representa el final del clímax de la orogenia alpina y el inicio de una importante etapa de extensión (Ver p. ej. Doblas y Oyarzun, 1989,

1990). Como consecuencia de este cambio de régimen tectónico se originan, especialmente en el orógeno bético-rifeño y en el borde mediterráneo, una serie de cuencas, en alguna de las cuales se genera volcanismo.

(\*) Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales (C.S.I.C.). José Gutierrez Abascal, 2. 28006 Madrid  
E-mail: [lopezruiz@mncn.csic.es](mailto:lopezruiz@mncn.csic.es)

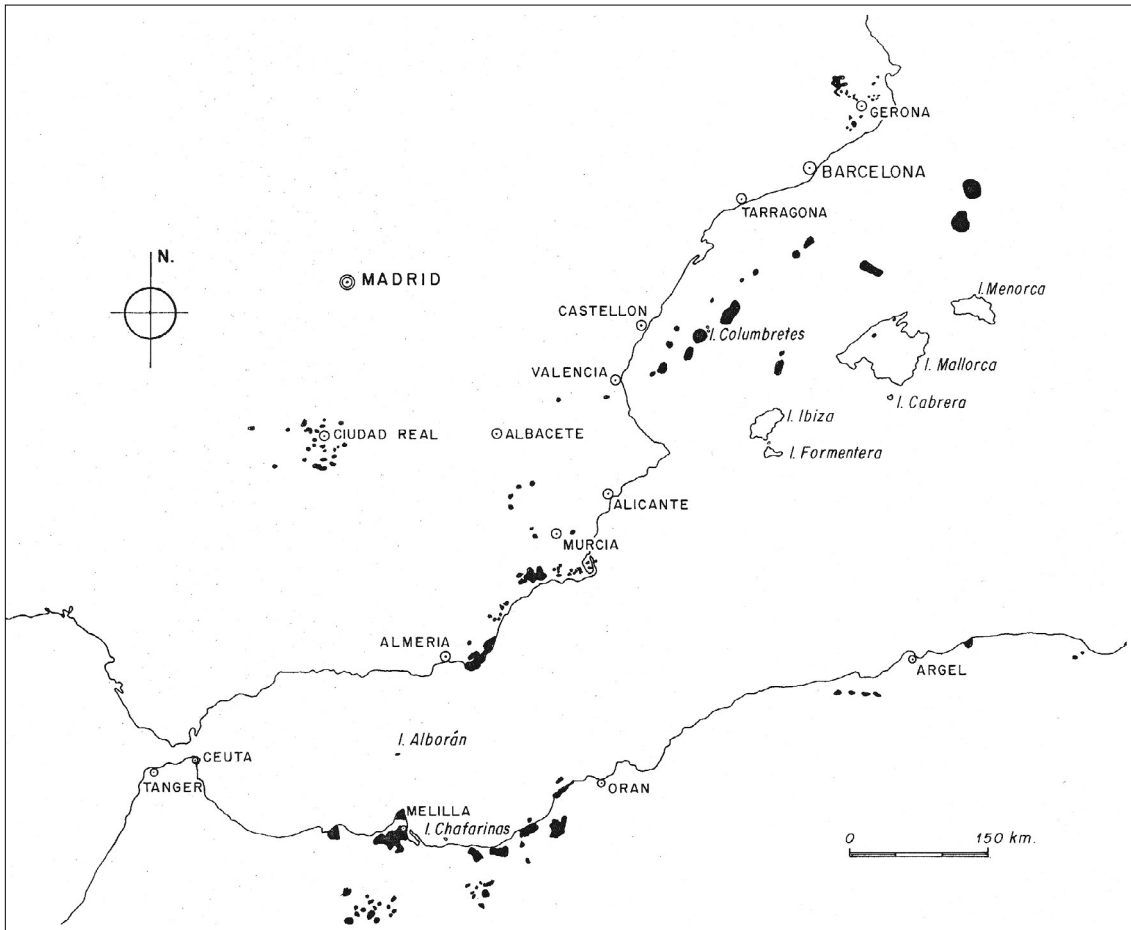


Figura 1.- Localización de los campos volcánicos neógenos y neógeno-cuaternarios de la Península Ibérica [de N a S: Ampurdán-Selva-Garrotxa (también denominado del NE), Golfo de Valencia, Calatrava y Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena (también denominado del SE)] y del N de Africa. En el campo volcánico del Golfo de Valencia los afloramientos de Cofrentes, Picasent y Columbretes son los únicos no submarinos.

Como se puede observar en la fig. 1 la actividad magmática neógena o neógeno-cuaternaria se concentra en cuatro campos volcánicos: SE (también denominado de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena), Calatrava, Golfo de Valencia y NE (también denominado de Ampurdán-Selva-Garrotxa).

Aunque el volcanismo en estos cuatro campos volcánicos es en buena parte coetáneo, como han puesto de manifiesto las numerosas determinaciones geocronológicas realizadas (Fig. 2), sin embargo la naturaleza de los magmas generados en cada uno de ellos es algo diferente. A este respecto, el campo volcánico más heterogéneo, y por ende el más complejo, es el del SE, ya que en él aparecen asociadas rocas calco-alcalinas (CA), calco-alcalinas potásicas (CAK), shoshoníticas (SH), ultrapotásicas (UP) y basaltos alcalinos (BA) (López-Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980).

En los apartados que siguen se ofrece una síntesis de los conocimientos que actualmente se poseen sobre los caracteres generales, los aspectos petrológicos y geoquímicos, la génesis y el contexto geodinámico del magmatismo del campo volcánico neógeno del SE de España (CVNSE).

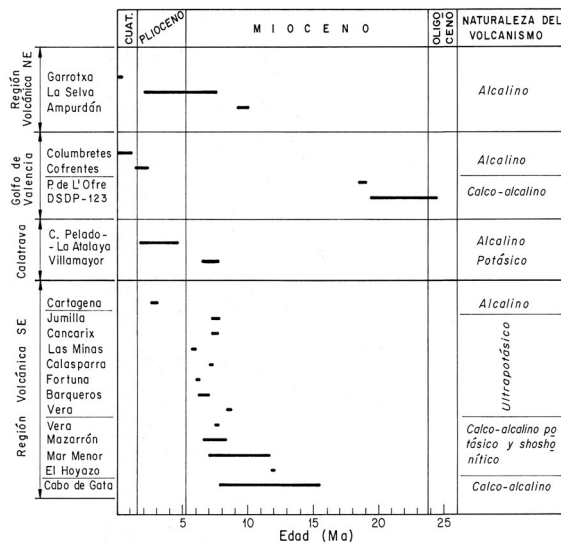


Figura 2.- Determinaciones geocronológicas realizadas por varios autores en rocas de los campos volcánicos neógenos y neógeno-cuaternarios de la Península Ibérica y naturaleza del magmatismo generado en cada uno de ellos.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

El CVNSE se encuentra situado en la parte oriental de la Cordillera Bética. Se extiende a lo largo de una banda que abarca desde el Cabo de Gata hasta el Mar Menor, si bien los afloramientos de rocas ultrapotásicas de Barqueros, Zeneta, Mula, Fortuna, Calasparra, Cancarix y Jumilla, situados más al interior (en lo que se denomina el dominio externo de la Cordillera Bética), también pertenecen a él (Fig. 3).

Como discutiremos más adelante, el origen del magmatismo que ha dado lugar a este campo volcánico está estrechamente relacionado con la evolu-

ción tectónica del orógeno bético-rifeño. Como es bien sabido, este cinturón orogénico es el resultado de una compleja historia tectónica, durante la que se desarrollan diversos episodios compresionales y extensionales. Los episodios compresionales, que tienen lugar entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior, producen el apilamiento de una serie de mantos y un metamorfismo de bajo a alto grado. Posteriormente, cuando ya se ha producido la colisión continental, y la convergencia entre las placas africana e ibérica es mínima, tiene lugar el colapso extensional del edificio, acompañado por el desarrollo de importantes sistemas de fallas extensiona-

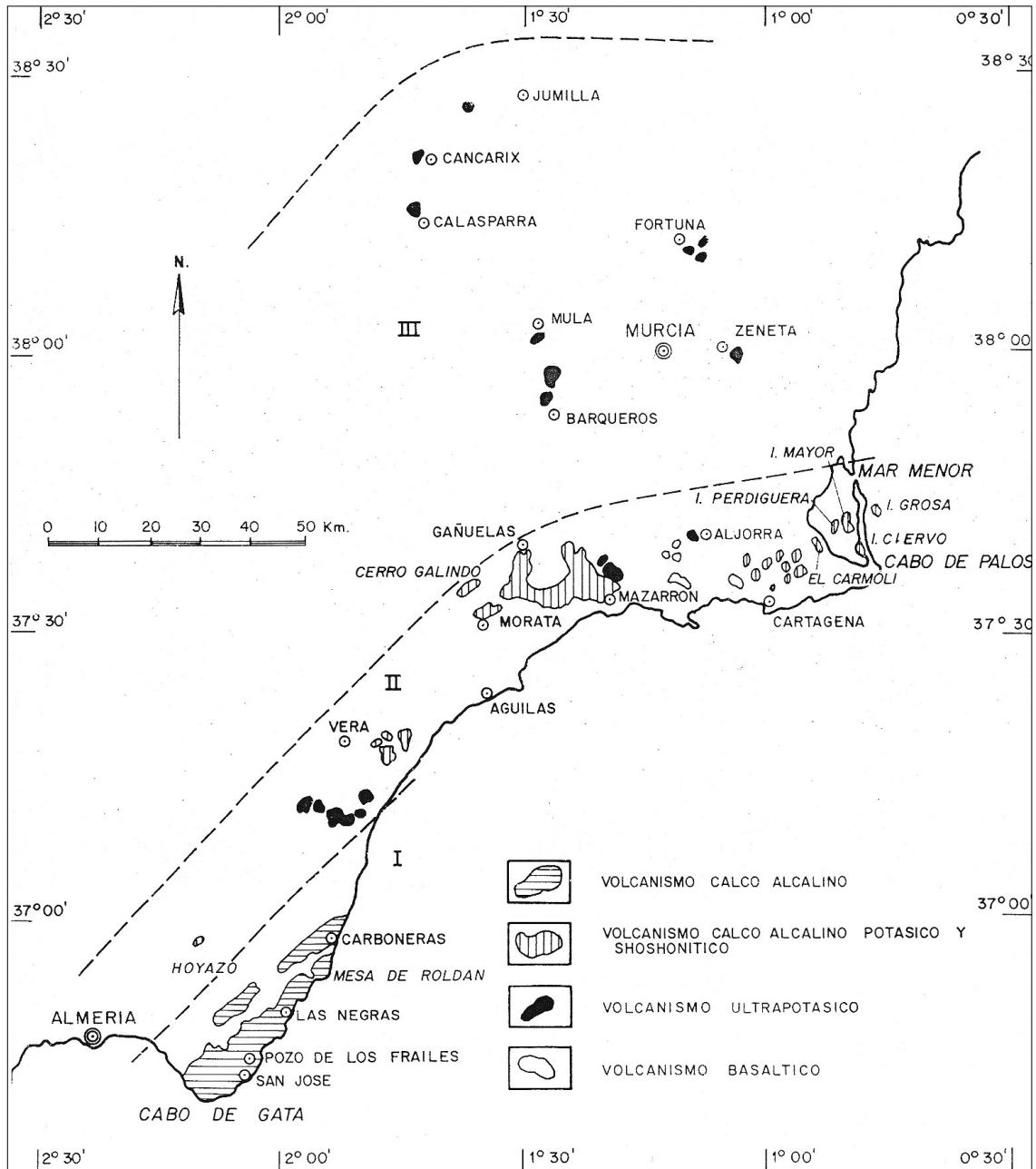


Figura 3.- Esquema del campo volcánico neógeno del SE de España (En López-Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980). Las líneas de trazos delimitan las zonas en las que predominan las rocas calco-alcálicas (I), calco-alcálicas potásicas y shoshoníticas (II) y ultrapotásicas (III).

les de bajo ángulo. La evolución de este sistema extensional tuvo importantes consecuencias, tales como el intenso adelgazamiento litosférico, el ascenso asimétrico del manto sublitosférico en las zonas más adelgazadas y la fusión parcial del manto litosférico y después del manto sublitosférico.

De acuerdo con lo que acaba de ser expuesto, la generación y extrusión de los magmas que integran el CVNSE está relacionada con las últimas etapas de la evolución tectónica del orógeno bético-rifeño. Sin embargo, como veremos más adelante, los peculiares caracteres geoquímicos de los líquidos producidos, si se exceptúan los basaltos alcalinos, están ligados con las primeras etapas de evolución.

### CARACTERES GENERALES DEL VOLCANISMO. PRINCIPALES AFLORAMIENTOS

Como ya ha sido expuesto, el CVNSE está constituido por rocas CA, CAK, SH, UP y BA. Esta actividad magmática se ha desarrollado en dos períodos. El primero se inicia en el Langiense con la generación de rocas CA; continúa con la extrusión simultánea de rocas CA, CAK, SH y UP, y finaliza en el Mesiniense con la aparición de las rocas UP más tardías (Barqueros, Fortuna y Las Minas). Después de una interrupción de 2 M.a. comienza el segundo período, en el que se genera un volcanismo basáltico alcalino, poco intenso y restringido al sector situado al NO de Cartagena.

#### Volcanismo calco-alcalino

El volcanismo calco-alcalino, constituido por andesitas basálticas, andesitas piroxénico-anfibólicas, dacitas y riolitas, está restringido al sector de Cabo de Gata (Ver Fig. 3). En general, la emisión de estos magmas se desarrolla en varios ciclos, separados por periodos de inactividad. En cada ciclo se alternan o se suceden los episodios de elevada explosividad, que dan lugar a la formación de ignimbritas y brechas de explosión, con otros menos violentos en los que se generan domos y lavas. Los estudios más recientes llevados a cabo en la zona central de este sector (Cunningham et al., 1990, Rytuba et al., 1990 y Arribas, 1993) han puesto de manifiesto la existencia de un primer ciclo que da lugar a la formación de domos dacíticos (p. ej. Cerro de Enmedio) y estratovolcanes constituidos por lavas andesíticas piroxénico-anfibólicas y dacíticas, brechas volcánicas y sedimentos volcanoclasticos. Posteriormente cambia el estilo y en buena parte la composición del volcanismo y en el área del Pozo de los Frailes tiene lugar la erupción de una importante colada piroclástica de composición dacítica, que genera una caldera casi circular de aproximadamente 5 km de diámetro. Esta violenta actividad evoluciona hacia otra más pasiva, en la que se generan domos dacíticos que rellenan la caldera. Posteriormente se renueva el potencial eruptivo, extruyendo simultáneamente lavas y domos con nuevas formaciones fragmentarias. El ciclo culmina con la generación de coladas de andesitas piroxénicas (Fig. 4a). Los periodos de inactividad quedan mar-

cados por depósitos de calizas blancas ricas en fragmentos de foraminíferos, briozoos, pelecípodos y algas.

En el área de Rodalquilar, el segundo ciclo comienza con el emplazamiento de domos de dacita. Posteriormente, se desarrolla una cámara magmática félsica bajo esta zona de domos, de la que se expulsan hasta seis coladas piroclásticas (denominadas del Cinto). Como consecuencia de la emisión de estas ignimbritas se produce el hundimiento del techo de la cámara y, en consecuencia, la formación de la caldera de Rodalquilar. Esta caldera tiene forma ovalada, con un diámetro de 8 km en dirección E-O y de 4 km en dirección N-S (Fig 4b). Su morfología se conserva actualmente bien en su zona central, pero no así en sus zonas oriental y occidental, cubiertas por sedimentos marinos.

Después del colapso y formación de la caldera de Rodalquilar se produce una resurgencia en la parte central de la misma, que da lugar al abombamiento estructural de las coladas piroclásticas y brechas de colapso de las facies intracaldera. Esta estructura domática resurgente se conserva bien y está marcada por el Cerro del Cinto. Cuando termina el hundimiento de la caldera se emplazan una serie de domos riolíticos (p. ej. Cerro de la Hortichuela), especialmente en el borde meridional de la caldera. Posteriormente, a partir de centros de emisión situados en la parte central de la caldera, se produce la erupción de una gran colada piroclástica (ignimbrita de Las Lázaras), que produce la destrucción de una parte del domo central resurgente y la generación de la caldera de La Lomilla (Fig. 4b).

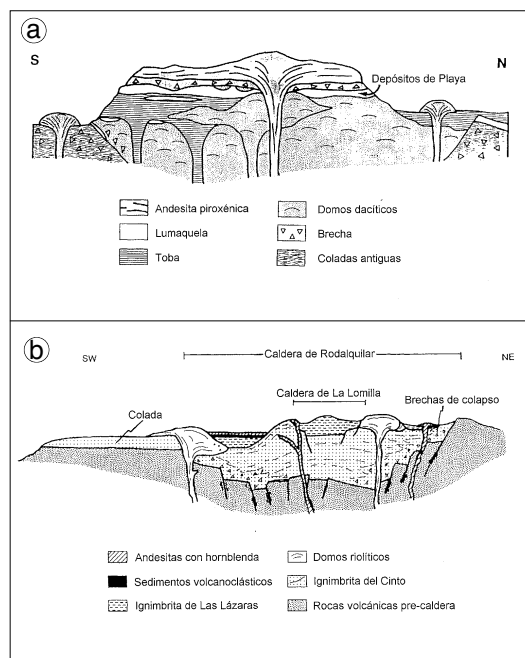


Figura 4.- a: Sección esquemática, en dirección NE-SO, de la Caldera de los Frailes. b: Idem de las calderas de Rodalquilar-La Lomilla (En Cunningham et al., 1990, Rytuba et al., 1990 y Arribas, 1993).

Este ciclo culmina con la erupción de una serie de coladas andesítico hornbléndicas, y con una nueva resurgencia en las calderas de Rodalquilar y La Lomilla.

El último ciclo volcánico en esta zona está representado por un nuevo volcanismo andesítico piroxénico. Estos materiales son equivalentes, tanto por su composición como por su edad, a las andesitas piroxénicas que se generan en el interior de la caldera de los Frailes y a las de la Mesa de Roldán.

#### *Volcanismos calco-alcalino potásico y shoshonítico*

El volcanismo calco-alcalino potásico, representado por andesitas y dacitas potásicas, y el shoshonítico, integrado por banakitas y latitas, ocupan el sector Hoyazo-Vera-Mazarrón-Cartagena (Ver fig. 3). En la mayor parte de los afloramientos ambas series de rocas están íntimamente asociadas. No obstante, los afloramientos del Mar Menor se pueden considerar representativos de las rocas calco-alcalinas potásicas y los de la depresión de Vera (si se exceptúan las veritas) de las rocas shoshoníticas.

Ambos episodios magmáticos se caracterizan por el desarrollo de domos y diques y por la escasez de manifestaciones lávicas y fragmentarias. Típicamente los domos están constituidos por fragmentos de rocas volcánicas englobadas en una matriz de la misma composición; localmente pueden adquirir carácter brechoide, o tienen estructura masiva, en cuyo caso es frecuente la existencia de disyunción columnar.

En estas rocas son frecuentes los xenolitos de metapelitas y de rocas ígneas (cuarzo-diotitas, basaltoides y gabros), además de xenocristales de granate (almandino), cordierita, plagioclasa, cuarzo, espinelas y circón. Los enclaves de rocas metamórficas son mucho más abundantes que los de rocas ígneas (65% frente a 35% aproximadamente).

Dentro de los xenolitos de ascendencia gneílica, constituidos esencialmente por biotita y sillimanita y proporciones variables de cordierita, granate (almandino), espinela y cuarzo, se pueden distinguir tres grupos, atendiendo a la abundancia relativa de estos minerales: rocas con biotita-sillimanita-granate, con espinela-cordierita y con cuarzo-cordierita. Entre los dos primeros existe una completa gradación. El tercer grupo se supone que deriva de las porciones relativamente ricas en cuarzo de la roca metamórfica original.

La mineralogía de estos xenolitos sugiere que representan gneises, inicialmente constituidos por biotita, granate, sillimanita, feldspatos y cuarzo, de los que se ha extraído una fracción anatóctica, y que posteriormente han sufrido una más o menos intensa desagregación.

#### *Volcanismo ultrapotásico*

El volcanismo ultrapotásico (o lamproítico) está representado por jumillitas, cancalitas, fortunitas y veritas. Estas rocas aparecen en chimeneas de diámetro reducido (<1 km), como es el caso de las de

Cancarix, Las Minas, Barqueros, Aljorra, Mazarrón y Vera; en diques de escasa potencia (< 10 m), como las de Fortuna y Mula, y más raramente en lavas (Jumilla). Salvo excepciones (por ejemplo, Vera, Mazarrón, Aljorra) las rocas de esta naturaleza ocupan el sector más septentrional del campo volcánico (Ver Fig. 3).

En las chimeneas, que representan los conductos de ascenso de los magmas denudados, la zona periférica es una brecha constituida por fragmentos muy vacuolares y poco cristalinos de roca volcánica, así como por fragmentos de las rocas encajantes; hacia el interior aparece una facies vítrea o poco cristalina, que pasa gradualmente a holocristalina hacia la zona central. Estos caracteres indican un ascenso rápido y violento del magma, que pudo culminar con fuertes explosiones, durante las que se generan materiales piroclásticos. En etapas posteriores se emitieron lavas de características normales (esto es, de tipo aa o pahoehoe). Restos de los materiales piroclásticos que formaron el edificio volcánico sobre el conducto de ascenso se encuentran en el afloramiento de Barqueros, y restos de las coladas emitidas se observan en Cancarix, Barqueros y Vera.

#### *Volcanismo basáltico alcalino*

El volcanismo basáltico, constituido por basanitas y basaltos olivínicos, está restringido a una zona muy reducida, situada al NO de Cartagena (Ver Fig. 3). Durante este episodio se emitieron materiales piroclásticos y coladas de escasa potencia, que se concentran alrededor de los centros de emisión. A pesar de que este episodio es el más reciente del campo volcánico, los materiales emitidos están bastante alterados y los centros de emisión muy erosionados.

Las lavas emitidas contienen abundantes enclaves de peridotitas, con signos evidentes de metasomatismo modal, así como de granulitas cuarzo-feldespáticas y de esquistos albiticos. Los primeros enclaves representan fragmentos del manto litosférico arrancados por el magma durante su ascenso hacia la superficie, y los otros dos fragmentos de la corteza inferior y superior, respectivamente.

## **PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA**

Las rocas CA presentan textura porfídica y matriz vítrea o hipocristalina. Las andesitas basálticas y las andesitas están constituidas fundamentalmente por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y magnetita, si bien en las más silíceas de estas últimas aparecen también anfíbol y biotita. Las dacitas y riolitas presentan, además de plagioclasa y ortopiroxeno (restringido a las dacitas), proporciones mayores de anfíbol, biotita y cuarzo.

Las rocas CAK y SH tienen textura porfídica y una matriz que varía de vítrea a hipocristalina. Las andesitas potásicas están constituidas por plagioclasa y ortopiroxeno, aunque en los tipos más ácidos aparecen además biotita y cuarzo. Las dacitas potásicas están constituidas por plagioclasa, biotita y cuarzo. Las banakitas y las latitas mues-

tran una mineralogía muy semejante puesto que, a excepción del clinopiroxeno presente en las primeras y ausente en las otras, ambas están constituidas por plagioclasa, sanidina, biotita y cuarzo. Además de los minerales citados, en las rocas de ambas series aparecen, más o menos frecuentemente, cordierita, granate, sillimanita y andalucita, que se interpretan como xenocristales procedentes de la desagregación de los enclaves de ascendencia gneíscica.

Las rocas UP exhiben texturas que varían de holocristalina de grano grueso a porfídica con matriz esencialmente vítrea, pasando por otras también porfídicas pero con matriz microcristalina. En esencia estas rocas están constituidas por olivino, flogopita, clinopiroxeno, ortopiroxeno (en algunas cancalitas y fortunitas), leucita (en algunas jumillitas y veritas) y proporciones variables, según el grado de cristalinidad, de sanidina, richterita potásica y vidrio. Como minerales accesorios aparecen apatito, calcita, rutilo y espinelas fundamentalmente. En los tipos holocristalinos el primer grupo de minerales constituyen en conjunto más del 40% del volumen total de la roca, mientras que sanidina y richterita potásica integran el resto. En los tipos más vítreos

los cristales de olivino, flogopita, clinopiroxeno y, en su caso, ortopiroxeno y leucita, que no sobrepasan el 20% de la roca, están englobados en un vidrio de color pardo, en el que solo aparecen cristales esqueléticos de sanidina. Entre ambos tipos existe una amplia gama de rocas porfídicas más o menos vítreas, en las que la abundancia de sanidina, richterita potásica y vidrio es intermedia entre la de aquellos.

En lo que concierne a su composición química<sup>1</sup>, las rocas CA exhiben un relativamente amplio rango de SiO<sub>2</sub>, así como elevados contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO, moderados de Na<sub>2</sub>O y bajos de TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Por lo que respecta a los elementos traza muestran un marcado enriquecimiento en elementos litófilos de elevado radio (que es más alto en Rb y Th que en Ba) y en tierras raras ligeras y anomalías negativas de Nb, Ta, Sr y Ti (Fig. 5).

Las rocas CAK muestran un menor rango de variación de SiO<sub>2</sub> que las anteriores, pero son, por el contrario, más ricas en TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y más pobres en FeO y CaO. También exhiben un marcado enriquecimiento en elementos litófilos de elevado radio iónico y tierras raras ligeras y anomalías negativas de Nb, Ta, Sr, P y Ti (Fig. 5).

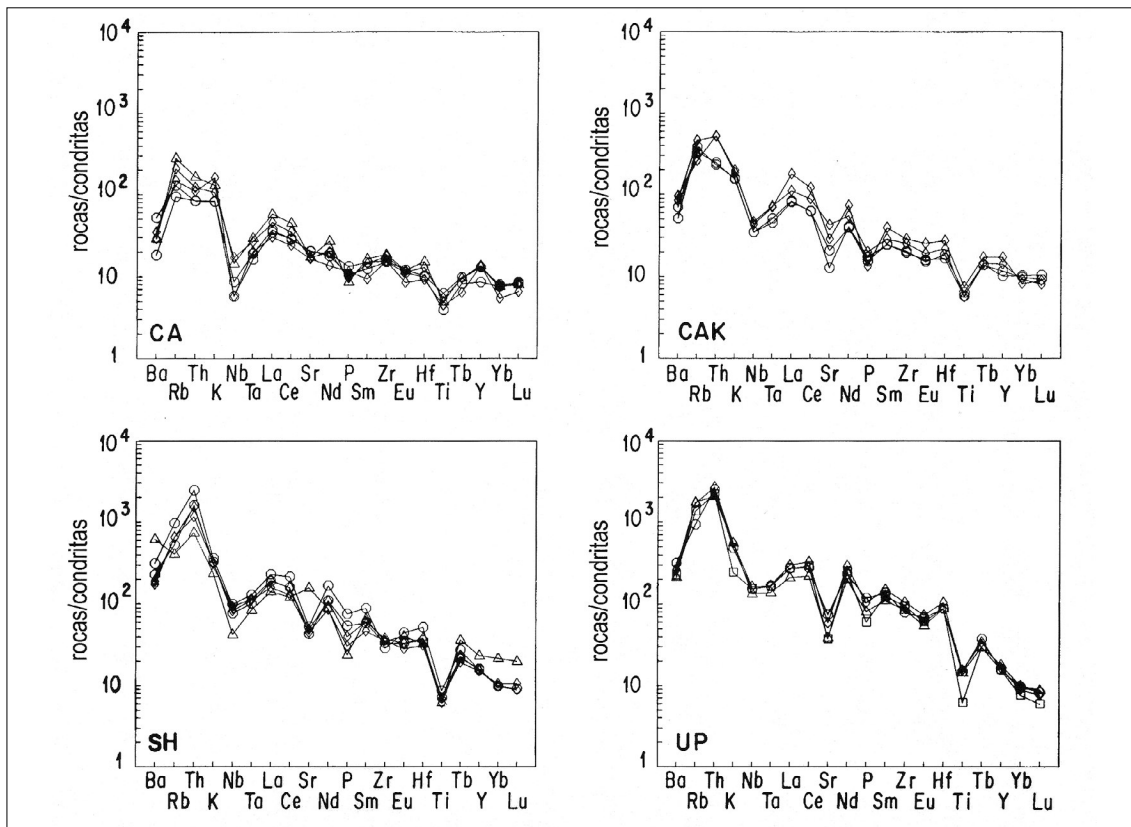


Figura 5.- Diagramas multi-elemento, normalizados con respecto a las condritas, de una selección de rocas CA, CAK, SH y UP. Obsérvese la semejanza de los diagramas en las cuatro series de rocas, aunque la abundancia en elementos traza altamente incompatibles (proyectados a la izquierda en el eje de ordenadas) es un orden de magnitud más elevado en las rocas SH y UP que en las CA y CAK.

(1) Una selección de análisis químicos representativos de las rocas volcánicas de este campo se puede encontrar en Benito et al. (1999).

Las rocas SH presentan más altos contenidos de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  que las dos series precedentes. Asimismo están más fuertemente enriquecidas en elementos litófilos de elevado radio iónico (en este caso, los valores más altos corresponden al Th y no al Rb, como en las otras dos series) y tierras raras ligeras, con respecto al resto de los elementos traza incompatibles, que las dos series ya descritas (Fig. 5). Por el contrario, su abundancia en tierras raras pesadas y en elementos compatibles es del mismo orden que el observado en las rocas CAK.

Las rocas UP muestran mucho más altos contenidos en  $\text{MgO}$ , Ni y Cr, así como en  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , elementos litófilos de elevado radio iónico (particularmente Th) y tierras raras ligeras, que las otras tres series (Fig. 5). Sin embargo, sus contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO, Sc y V son moderados a bajos.

Finalmente, las basanitas y basaltos alcalinos presentan bajos contenidos de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y altos de álcalis,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  en lo que concierne a los elementos mayores. En cuanto a los elementos traza, muestran un marcado enriquecimiento en elementos de elevado potencial iónico, a diferencia de las cuatro series de rocas que acaban de ser descritas (Fig. 6). Por el contrario, exhiben una significativa anomalía negativa en Rb y K, lo que implica la presencia en su manto-fuente (y en el residuo) de una fase potásica (probablemente flogopita).

Las relaciones isotópicas de Sr, Pb y O de las rocas CA, CAK, SH y UP son elevadas y las de Nd bajas. Así, las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las cuatro se-

ries están comprendidas entre 0.7080 y 0.7229 y los valores  $d^{18}\text{O}$  (después de corregidos los efectos de la hidratación/desvitrificación que han sufrido las lavas, Ver López-Ruiz y Wasserman, 1991) entre +8.6 y +11.8. Por el contrario, los valores isotópicos de Sr de las rocas BA son bajos (0.7030-0.7040).

## MODELO PETROGENÉTICO

Las rocas que integran el CVNSE exhiben una serie de caracteres que es preciso tener en cuenta para establecer un modelo petrogenético coherente para este magmatismo. Así, además de la asociación espacial y temporal de las rocas CA, CAK, SH y UP, todas ellas muestran la típica signatura geoquímica de las lavas de márgenes activos (esto es, altas relaciones entre elementos litófilos de elevado radio iónico y de elevado potencial iónico, así como de B/Be). Asimismo todas ellas tienen elevadas relaciones isotópicas de Sr, Pb y O y bajas de Nd. Además, las rocas CAK y las SH contienen abundantes enclaves de ascendencia gneílica, cuya composición mineralógica y química sugiere que han sufrido la pérdida de una fracción anatética y, por ende, que ha tenido lugar una importante interacción de los magmas CAK y SH con líquidos derivados de rocas de la corteza superior, durante el ascenso de los primeros hacia la superficie.

Por otra parte, el que las rocas calco-alcalinas y asociadas muestren caracteres geoquímicos comunes (compárense, por ejemplo, los diagramas multi-elemento de la Fig. 5), indica que entre ellas existe un cierto grado de parentesco, lo que implica que el modelo petrogenético que se proponga debe ser en lo esencial idéntico para todas ellas.

Desde los clásicos trabajos de Osann (1906) y Jérémie y Fallot (1928) sobre las rocas ultrapotásicas, el CVNSE ha sido intensamente investigado. Casi todos los autores que han estudiado este volcanismo se han centrado en un determinado grupo de rocas. Así, por ejemplo, entre los últimos trabajos publicados, Toscani et al. (1990) y Fernández Soler (1996) abordan el estudio de las rocas CA; Zeck (1970, 1992) y Munksgaard (1984) se circunscriben a las rocas CA y SH, y Nixon et al. (1984) y Venturilli et al. (1984, 1988) acometen el problema de las rocas UP. Por el contrario, López-Ruiz y Rodríguez Badiola (1980), López-Ruiz y Wasserman (1991) y, más recientemente, Benito et al. (1999) han abordado la génesis de este magmatismo en su conjunto.

De las diferentes hipótesis que han sido propuestas, la que mejor explica los caracteres petrológicos y geoquímicos que muestran estas rocas es la que sugiere que los magmas calco-alcalinos y asociados derivan de un manto litosférico, heterogéneamente metasomatizado por fluidos procedentes de sedimentos pelágicos. En el caso de los magmas CAK y SH se supone que ha tenido lugar además su interacción con líquidos corticales, durante su ascenso hacia la superficie.

Como es bien sabido, en áreas en las que ha habido subducción la cuña de manto situada por encima de la zona de Benioff experimenta una más o menos

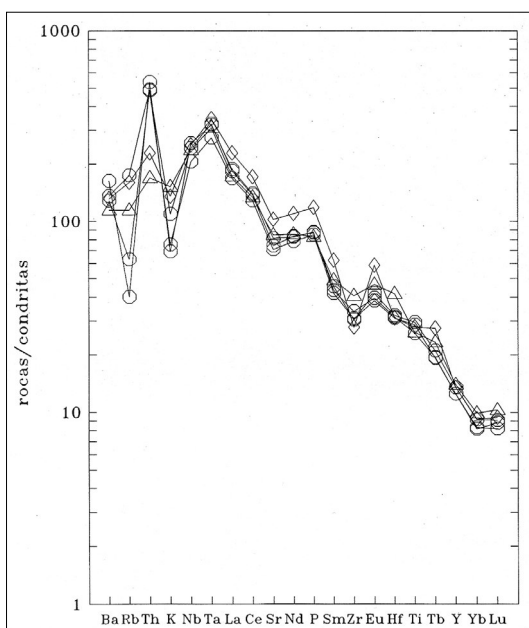


Figura 6.- Diagrama multi-elemento, normalizado con respecto a las condritas, de una selección de basanitas y basaltos alcalinos. Obsérvese el enriquecimiento en elementos de elevado potencial iónico (Nb, Ta, Hf y Ti) que muestran estas rocas, a diferencia de las de naturaleza CA, CAK, SH y UP, y la significativa anomalía negativa que exhiben por el contrario en Rb y K.

intensa transformación mineralógica y química, como consecuencia de la deshidratación/fusión de la corteza basáltica y de los sedimentos pelágicos, si estos últimos forman parte de la placa que subduce.

El agua y los otros volátiles que se desprenden de la placa que subduce se encuentran en los minerales hidratados que contienen los basaltos y gabros de la corteza oceánica y en el ópalo, los minerales de la arcilla, los carbonatos y los poros de los sedimentos pelágicos.

Los datos experimentales actualmente disponibles ponen de manifiesto que los fluidos derivados de la corteza basáltica y de los sedimentos pelágicos tienen una composición muy similar (salvo en lo que concierne a los isótopos de Sr, Nd, Pb y O). En ambos casos, dichos fluidos están enriquecidos en elementos traza de elevado radio iónico (Ba, Rb, K, Sr, U y Pb), muy solubles en agua, y en menor proporción en tierras raras, y están severamente empobrecidos en elementos de elevado potencial iónico (Nb, Ta, Zr, Hf y Ti).

Dada la composición de los sedimentos pelágicos, estos también pueden sufrir fusión durante la subducción. Sin embargo, las relativamente altas relaciones entre elementos litófilos de elevado radio iónico y de elevado potencial iónico (p. ej., Sr/Zr, Ba/Zr, etc.) que típicamente exhiben las lavas de bordes destructivos están a favor de que la transferencia de masa de los sedimentos (como asimismo de la corteza basáltica) hacia la cuña de manto tiene lugar mediante fluidos y no por fundidos, ya que ambos grupos de elementos se enriquecen igualmente en los líquidos generados por fusión, pero de forma distinta en los fluidos procedentes de la deshidratación.

En el caso de los magmas del CVNSE los cálculos realizados por López-Ruiz y Wasserman (1991) sugieren que los de composición CA y UP derivan de porciones del manto intensamente metasomatizadas (entre un 10 y un 40%) por fluidos procedentes de sedimentos altamente radiogénicos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.715 - 0.720$ ), con valores  $d^{18}\text{O} = 20$  y un contenido en Sr comprendido entre 60 y 360 ppm. A su vez, en el modelo propuesto por Benito et al. (1999) para los magmas CAK y SH se concluye que el manto litosférico del que proceden experimenta en una primera etapa un metasomatismo (1 a 5%) por la invasión de fluidos derivados de sedimentos pelágicos, altamente enriquecidos en elementos de elevado radio iónico, Sr radiogénico y  $\text{O}^{18}$ . Este proceso produjo una fuente heterogéneamente enriquecida en elementos incompatibles (particularmente en elementos traza de elevado radio iónico y tierras raras ligeras), así como en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . En una segunda etapa los fundidos derivados de esta fuente mantélica interactúan con líquidos corticales del basamento paleozoico bético, lo que provoca un incremento de los valores  $d^{18}\text{O}$  de los magmas y en menor medida de sus relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Este segundo proceso no produce en los magmas resultantes un notable enriquecimiento en elementos traza incompatibles, porque los líquidos mantélicos y los corticales que participan en la mezcla tienen una abundancia muy similar en dichos elementos.

Finalmente, los cuatro tipos de magmas experimentan en niveles superficiales procesos de cristalización fraccionada, que dan lugar a los diferentes tipos de rocas que integran cada serie.

En lo que concierne a los magmas basáltico-alcalinos del segundo período, los caracteres geoquímicos que exhiben sugieren que derivan de manto sublitosférico, en el que está presente una fase potásica como la flogopita. Durante su rápido ascenso hacia la superficie estos magmas no interactúan ni con el manto litosférico (probablemente estéril después de la generación de los magmas del primer período) ni con las rocas de la corteza.

## MODELO GEODINÁMICO

El modelo petrogenético que acaba de ser expuesto es coherente con la evolución tectónica de la Cordillera Bética. Como han puesto de manifiesto diversos autores, en la evolución del orógeno bético-rifeño se pueden distinguir tres etapas principales (Fig. 7): a) subducción hacia el NO de corteza oceánica desde finales del Cretácico hasta el Oligoceno; b) colisión continental, desgajamiento de la placa subducente y hundimiento de la misma hacia el manto inferior en el periodo de tiempo compren-

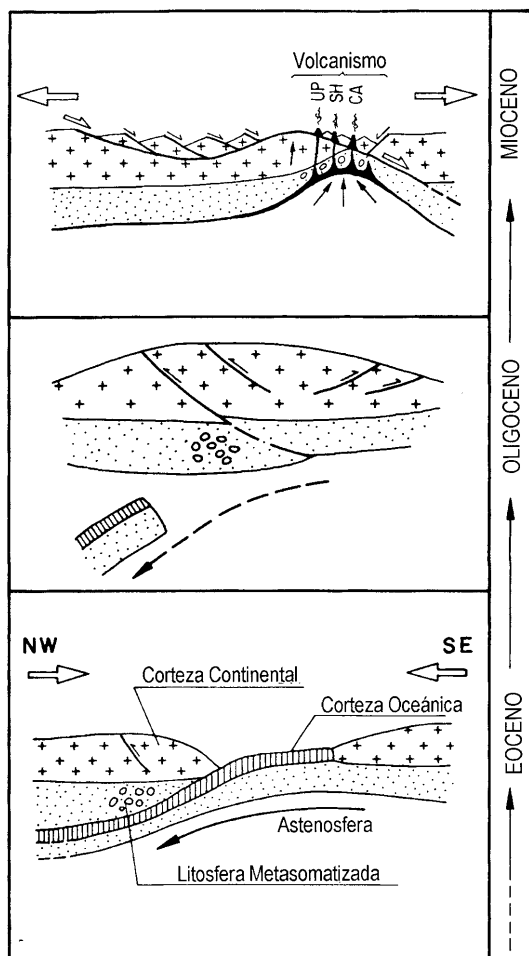


Figura 7.- Evolución geodinámica simplificada del SE de España entre el Eoceno y el Mioceno.



dido entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior y c) colapso extensional del edificio orogénico engrosado, exhumación de complejos metamórficos y mantélicos profundos y desarrollo de una actividad magmática de naturaleza calco-alcalina a basáltico alcalina a partir del Mioceno Medio.

De acuerdo con esta evolución tectónica el volcanismo calco-alcalino y asociado del CVNSE no es coetáneo con la subducción y por consiguiente su generación no está directamente relacionada con esta. No obstante, los peculiares caracteres petrológicos y geoquímicos que muestran las lavas de este campo volcánico, si se exceptúan los que exhiben los basaltos alcalinos, están ligados a la subducción que tuvo lugar entre finales del Cretácico y el Oligoceno.

En los primeros estadios de la disrupción extensional que se inicia en el Mioceno Medio, la fusión parcial se produce en el manto litosférico metasomatizado y los magmas que se originan son los de composición CA, CAK, SH y UP. Posteriormente, en el Plioceno, al continuar la extensión y quedar aquel estéril, la fusión se traslada al manto sublitosférico y los líquidos que se generan son de naturaleza basáltico alcalina.

La existencia de este manto sublitosférico en el CVNSE (y en el resto de los campos volcánicos cenozoicos de Europa, como han puesto de manifiesto los datos geofísicos y geoquímicos), sugiere la presencia de una fuente mantélica común bajo Europa (Ver p. ej. Hoernle et al., 1995). Dicho manto tiene una composición relativamente homogénea y distinta de la fuente de los MORB. Oyarzun et al (1997) han relacionado dicha zona sublitosférica común con la pluma triásico-jurásica localizada en la triple unión que formaban América del Norte, América del Sur y África, responsable de la apertura de este sector del Atlántico. Según estos autores la cabeza de esta pluma sufrió un importante proceso de canalización bajo la litosfera hacia el NNE desde el Triásico-Jurásico. Dicho desplazamiento se acentuó a finales del Cretácico, como consecuencia de la apertura de la rama sur del Atlántico Norte y posteriormente en respuesta al adelgazamiento del manto litosférico que tuvo lugar en Europa inmediatamente después de la orogenia alpina, acompañado de un importante sistemas de rifts de orientación NNE desde el NO de África hasta el centro de Europa.

## BIBLIOGRAFÍA

Arribas, A. (1993). *Mapa geológico del distrito minero de Rodalquilar, Almería*. Inst. Tecnológico Geominero de España, Madrid.

Benito, R., López-Ruiz, J., Cebriá, J. M., Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzun, R. y Demaiffe, D. (1999). Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos*, 46, 773-802.

Cunningham, C. G., Arribas Jr., A., Rytuba, J. J. y Arribas, A. (1990). Mineralized and unmineralized calderas in Spain; Part I, evolution of the Los Frailes Caldera. *Mineral. Deposita*, 25, S21-S28.

Doblas, M. y Oyarzun, R. (1989). Neogene extensio-

nal collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 17, 430-433.

Doblas, M., y Oyarzun, R. (1990). The Late Oligocene-Miocene opening of the North Balearic Sea (Valencia Basin, western Mediterranean): a working hypothesis involving mantle upwelling and extensional detachment tectonics. *Marine Geol.*, 94, 155-163.

Fernández Soler, J. M. (1996). *El volcanismo calco-alcalino en el Parque Natural de Cabo de Gata-Níjar (Almería)*. Estudio volcanológico y petrológico. Sociedad Almeriense de Historia Natural, Almería, 295 págs.

Hoernle, K., Zhang, Y. S. y Graham, D. (1995). Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374, 34-39.

Jérémine, E. y Fallot, P. (1928). Sur la présence d'une variété de jumillite aux environs de Calasparra (Murcia). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 188, 800.

López-Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980). La región volcánica neógena del SE de España. *Estudios Geol.*, 36, 5-63.

López-Ruiz, J. y Wasserman, M. D. (1991). Relación entre la hidratación / desvitrificación y el dO<sup>18</sup> en las rocas volcánicas neógenas del SE de España. *Estudios Geol.*, 47, 3-11.

Munksgaard, N. C. (1984). High d<sup>18</sup>O and possible pre-eruptional Rb-Sr isochrons in cordierite-bearing Neogene volcanics from SE Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 351-358.

Nixon, P. H., Thirwall, M. F., Buckley, F. y Davies, C. J. (1984). Spanish and Western Australian lamproites: Aspects of whole rock geochemistry. In: *Kimberlites and related rocks* (J. Kornprobst, edit.). Elsevier, Amsterdam, 285-296.

Osann, A. (1906). Über einige Alkaligesteine aus Spanien. *Rosenbush Fests.* 263-310.

Oyarzun, R., Doblas, M., López-Ruiz, J. y Cebriá, J. M. (1997). Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe. *Geology*, 25, 727-730.

Rytuba, J. J., Arribas Jr., A., Cunningham, C. G., McKee, E. H., Podwysocki, M. H., Smith, J. G., Kelly, W. C. y Arribas, A. (1990). Mineralized and unmineralized calderas in Spain; Part II, evolution of the Rodalquilar caldera complex and associated gold-alunite deposits. *Mineral. Deposita*, 25, S29-S35.

Toscani, L., Venturelli, G., Barbieri, M., Capedri, S., Fernández Soler, J. M. y Oddone, M. (1990). Geochemistry and Petrogenesis of Two-Pyroxene Andesites from Sierra de Gata (SE Spain). *Mineral. Petrol.*, 41, 199-213.

Venturelli, G., Capedri, S., Di Battistini, G., Crawford, A. J., Kogarko, L. N. y Celestini, S. (1984). The ultrapotassic rocks from southeastern Spain. *Lithos*, 17, 37-54.

Venturelli, G., Mariani, E. S., Foley, S. F., Capedri, S. y Crawford, A. J. (1988). Petrogenesis and conditions of crystallization of Spanish lamproitic rocks. *Can. Mineral.*, 26, 67-79.

Zeck, H. P. (1970). An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26, 225-246.

Zeck, H. P. (1992). Restite-melt and mafic-felsic magma mixing and mingling in an S-type dacite, Cerro del Hoyazo, southeastern Spain. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83, 139-144.

### **Información adicional para visitar el campo volcánico**

Para visitar la zona de Cabo de Gata, que fue declarada Parque Natural el 23 de diciembre de 1987, se recomienda disponer de los mapas geológicos a escala 1:50.000 de Carboneras, El Pozo de los Frailes y Cabo de Gata / Isla de Alborán, editados por el Instituto Tecnológico Geominero de España (<http://www.itge.mma.es>). Este Organismo ha publicado asimismo el *Mapa geológico del distrito minero de Rodalquilar, Almería* (Arribas, 1993) en el que se recoge una detallada cartografía a escala 1:25.000 del sector central de la citada zona, esquemas e información sobre los yacimientos de Au hidrotermales de Rodalquilar. Finalmente también existe un mapa topográfico a escala 1:50.000 del Parque, publicado por el Instituto Geográfico Nacional (<http://www.geo.ign.es>) y la Junta de Andalucía.

Independientemente de lo anterior, el visitante puede recabar información sobre la geología de esta zona, así como sobre otros aspectos de la misma, en el Centro de Visitantes de Las Amoladeras (<http://www.telebase.es/ccultura/amolader.htm>), situado en una pequeña desviación de la carretera que une los pueblos de San Miguel de Cabo de Gata y El Retamar, o en los Puntos de información estacional localizados en áreas estratégicas del Parque.

Para el resto del campo volcánico, que se encuentra esencialmente en la provincia de Murcia, se puede encontrar una detallada información sobre la localización de los distintos afloramientos y sus caracteres más sobresalientes en la excelente monografía *El patrimonio geológico de la Región de Murcia* de Arana et al. (1999), publicada por la Fundación Séneca (<http://www.carm.es/seneca/>). ■