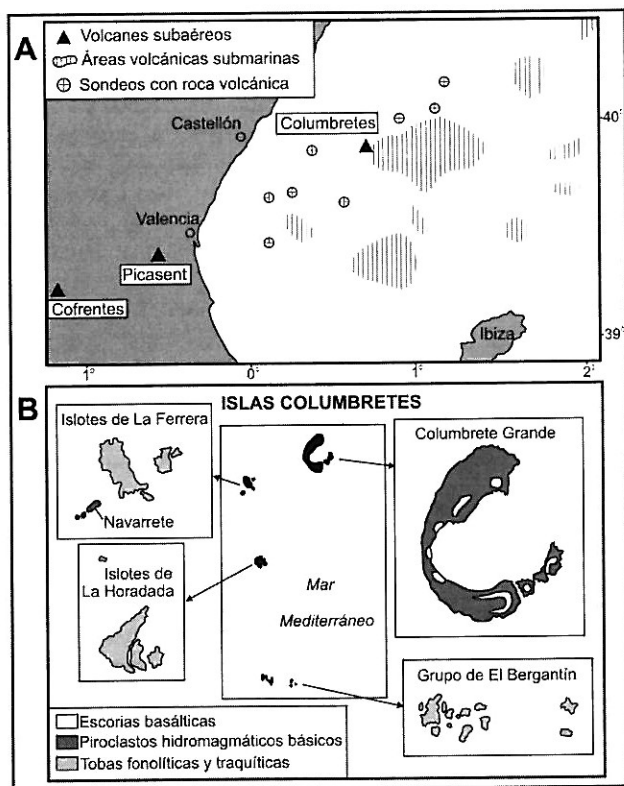


dad y que afecta a toda la zona del Surco de Valencia, implicando un cierto adelgazamiento de la corteza, de forma que podemos hablar de un ambiente geodinámico de rift intraplaca. Esta zona de rift se conecta con otras más evolucionadas de la Europa occidental y central desarrolladas en el mismo periodo. El vulcanismo asociado a esta etapa distensiva es típico de zona de rift poco evolucionada y sus manifestaciones principales aparecen tanto en zonas del interior peninsular (zona volcánica de Gerona y manifestaciones volcánicas de Picassent y Cofrentes, en la región valenciana), como en el mar (islas Columbretes y diversos volcanes submarinos), delimitando los que serían los márgenes de la zona de *rift* del Surco de Valencia.

### 8.2.3. La región volcánica del Levante

*E. Ancochea y M.J. Huertas*

La región volcánica del Levante (Fig. 8.39a) está constituida por dos afloramientos situados en tierra firme, Cofrentes y Picassent, ambos en la provincia de Valencia y por numerosos afloramientos situados en el mar, de los que sólo emergen los correspondientes a las islas Columbretes.



**Figura 8.39.-** A) Distribución de los principales afloramientos volcánicos en la región volcánica de Levante B) Esquema geológico de las islas Columbretes, basado en Vidal y Fúster (1974).

#### 8.2.3.1. Cofrentes y Picassent

El afloramiento de Cofrentes es conocido desde principio del siglo XX (Fernández Navarro y Sabater, 1907), mientras que las primeras citas acerca de Picassent corresponden a San Miguel Arribas (1949) y a San Miguel de la Cámara (1950). Estos afloramientos han sido estudiados en algunos de sus

aspectos por Sáez Ridruejo y López Marinas (1975), Carbó (1980), Alonso Matilla (1982), Ancochea *et al.* (1984) y Ancochea y Huertas (2003).

En **Cofrentes** existen tres afloramientos principales: Cerro de Agrás, Los Frailes y el del Castillo de Cofrentes (CD-8-50) alineados en dirección NNO-SSE. El más representativo es el primero de ellos que corresponde a los restos de un cono volcánico de alrededor de 1 km de diámetro y unos 80 m de altura de carácter monogénico y estromboliano. Los depósitos piroclásticos más bajos aparecen mezclados y cubriendo materiales sedimentarios del Mioceno inferior (Lendínez y Tena, 1980). El afloramiento del Castillo de Cofrentes es un centro de emisión independiente que corresponde a los restos del conducto central de un edificio hidromagmático (Ancochea *et al.*, 1984). Sáez Ridruejo y López Marinas (1975) realizaron 11 determinaciones K/Ar en rocas de este volcán. Las edades obtenidas abarcan desde los 2,6 Ma a 1 Ma, con un valor medio de 1,8 Ma.

Petrográficamente son limburgitas y químicamente son nefelinitas olivínicas (Fig. 8.36). Son frecuentes los enclaves peridotíticos: dunitas, harzburgitas, lherzolitas con espinela y, en menor proporción, werhlitas. Su composición corresponde a magmas primarios, o afectados por procesos de diferenciación muy poco importantes, que se han formado por grados de fusión muy bajos (entre 4,2 y 5%, Ancochea *et al.*, 1984) y a más de 10 kbar de presión.

En el afloramiento de **Picassent**, próximo a la localidad del mismo nombre, aparecen los restos de una colada basáltica de 8-10 metros de espesor (CD-8-51). Ancochea y Huertas (2003) obtuvieron para ella una edad K/Ar de  $8,0 \pm 0,4$  Ma, coherente con los datos obtenidos a partir de la microfaua (Ríos Aragües *et al.*, 1980). Se trata de una roca basáltica que se proyecta en el diagrama TAS en el límite entre traquibasaltos y basanitas/tefritas (Fig. 8.36).

Se trata de rocas algo más evolucionadas que las de Cofrentes y, como aquellas, fuertemente enriquecidas en elementos incompatibles. La fuente mantélica de procedencia es composicionalmente diferente y más somera que la de Cofrentes y se han formado por un mayor grado de fusión parcial (Ancochea, *et al.*, 1984; Ancochea y Huertas, 2003).

Los contenidos en elementos inmóviles de ambos afloramientos son característicos de un magmatismo alcalino intraplaca similar a los de las islas oceánicas, pero con algunos rasgos de magmas de rift continental.

#### 8.2.3.2. Golfo de Valencia

En el Golfo de Valencia son frecuentes las referencias a la existencia de rocas volcánicas. Aparecen en sondeos profundos (Lanaja, 1987) y han sido detectadas por métodos geofísicos en muchos sectores, aunque afloran esencialmente en la islas Columbretes.

Las más antiguas (Ryan *et al.*, 1973; Rivière *et al.*, 1981, Martí *et al.*, 1992) son andesitas y rocas piroclásticas sálicas calcoalcalinas de edad Mioceno inferior a medio, que en ocasiones afloran en la isla de Mallorca (Álvaro *et al.*, 1987; Mitjavila *et al.*, 1990).

Las más abundantes aparecen en los sondeos marinos, en donde llegan a superar los 700 metros de espesor. Su edad es Mioceno medio-superior, habitualmente pre-Messiniense y su composición es poco conocida. En un caso se menciona la presencia de traquitas lo que indicaría un carácter alcalino. Las rocas de Picassent por composición y edad podrían asociarse a este mismo momento de actividad.

Las **islas Columbretes** representan la última fase de actividad volcánica en el área. Se trata de un grupo de pequeñas islas, todas volcánicas, de las que la Columbrete Grande es la mayor y está constituida por los restos de un cono volcánico esencialmente hidromagmático (Fig. 8.39b). Las determinaciones radiométricas K/Ar proporcionan edades comprendidas entre 0,33 y 1 Ma (Aparicio *et al.*, 1991). Los materiales que forman la Columbrete Grande y algunos de los pequeños islotes del grupo de La Ferrera (especialmente en Navarrete y Laja Navarrete) corresponden a tipos basálticos (basanitas por su quimismo), mientras que el resto de las islas están constituidas por tobas de composición fonolítica o traquítica (Vidal y Fúster, 1974; Aparicio y García, 1995) (Fig. 8.36). El conjunto situado más al S, el grupo de Bergantín, parece corresponder a los restos de una chimenea volcánica.

### 8.2.4. La región volcánica del Campo de Calatrava

*E. Ancochea*

#### 8.2.4.1. Rasgos generales

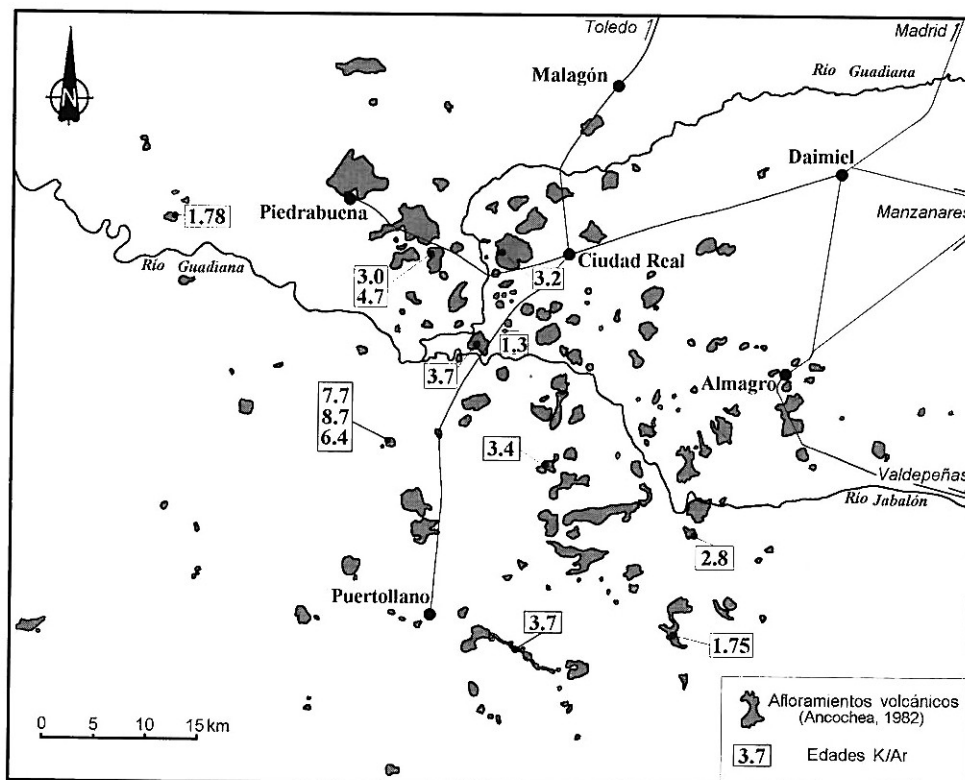
La región volcánica del Campo (o Campos) de Calatrava o Región Volcánica Central Española se extiende entre los Montes de Toledo y Sierra Morena, en la zona de borde de la cuenca manchega y está constituida por unos 200 centros de emisión puntuales, dispersos por un área de unos 5000 km<sup>2</sup> (Fig. 8.40).

Las primeras referencias a la existencia de este vulcanismo son de la primera mitad del siglo XIX y corresponden a Maestre (1836 y 1844) y Ezquerro Del Bayo (1844). Es F. Hernández Pacheco quien, un siglo después, en 1932, proporciona una primera visión de conjunto de esta región vol-

cánica, tanto de su distribución espacial, como de sus características petrológicas, vulcanológicas y cronológicas. En épocas más recientes son de destacar los trabajos de Ancochea *et al.* (1979), Ancochea (1982 y 1984), Ancochea y Del Moro (1981), Ancochea e Ibarrola (1982), algunas hojas MAGNA (Ramírez *et al.*, 1984 y Portero *et al.*, 1984) y los trabajos petrogenéticos y tectónicos de Cebriá (1992), López-Ruiz *et al.* (1993), Cebriá y López Ruiz (1995, 1996) y Vegas y Rincón-Calero (1995).

La actividad volcánica han sido esencialmente estromboliana (CD-8-52) o hidromagmática (CD-8-53). En el primer caso, se han formado pequeños conos piroclásticos hoy degradados a cerros redondeados, con diámetros de algunos centenares de metros y alturas que pocas veces superan el centenar de metros y que reciben localmente el nombre de cabezos. En ocasiones sólo se conservan los restos de las chimeneas (CD-8-54). Las coladas asociadas son normalmente pequeñas y alcanzan hasta los 6-7 km de longitud. Cerca de la mitad de los edificios se han generado en erupciones hidromagmáticas que han dado lugar a cráteres de explosión de 1 a 1,5 km de diámetro (CD-8-55). Es frecuente que en un centro de emisión se sucedan fases hidromagmáticas con otras estrombolianas. Los centros tienden a concentrarse con una alineación dominante NO-SE (Ancochea y Brändle, 1982).

El vulcanismo se ha desarrollado en dos fases. La primera y menos importante, tiene carácter ultrapotásico, ha dado lugar a un único centro (el volcán del Morrón de Villamayor, CD-8-56) que se encuentra en el centro de la región y su edad, poco definida, se sitúa entre los 8,7 y los 6,4 Ma. La segunda fase de carácter alcalino y ultraalcalino, ha sido activa desde los 3,7 Ma hasta menos de 0,7 Ma (Ancochea *et al.*, 1979; Ancochea, 1982, Bonadonna y Villa, 1984 y Gallardo *et al.*, 2002).



**Figura 8.40.** Distribución de los principales afloramientos volcánicos de la región volcánica de Campo de Calatrava (modificado de Ancochea, 1982).