

- Situación de la última erupción del Teide (Coladas Negras), aproximadamente en el 1400.
- Datación de cinco volcanes en la dorsal Teno-Pico Viejo, que juntamente con los tres históricos y la erupción de Montaña Samara, datada por C-14 (J. M. Navarro, comunicación personal), forman un total de nueve episodios distribuidos claramente en tres ciclos

de actividad con sendos períodos de calma entre ellos (fig. 1).

Referencias

- McElhinny, M. W. y Senanayake, W. E. (1982): *J. Geomag. Geoelectr.*, 34: 39-51.
- Soler, V. (1986): Tesis Doctoral. La Laguna. Tenerife.

- Soler, V.; Carracedo, J. C., y Heller, F. (1984): *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 78: 313-318.
- Tanguy, J. C.; Bucur, I., y Thompson, J. F. C. (1985): *Nature*, 318: 453-455.
- Thellier, R. (1981): *Phys. Earth Planet. Inter.*, 24: 89-132.

Recibido el 3 de septiembre de 1986
 Aceptado el 8 de septiembre de 1986
 Presentado a la Sesión Científica de
 Barcelona el 19 de septiembre de 1986

Estudio comparativo de los cuerpos intrusivos básicos asociados a los materiales de edad triásica de los dominios Subbético y Nevado-Filábride del sector Centro-Oriental de las cordilleras béticas

M. MUÑOZ. Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (CSIC). 18002 Granada.

ABSTRACT

The basic intrusive bodies, from both Subbetic and Nevado-Filábride domains, display analogous geological and petrographic features, as well as Ti, Zr, Y, Nb, trace elements content. All these aspects point to an alkaline intraplate magmatism, that can be related to a continental, tensional transcurrent zone.

Muñoz, M. (1986): Estudio comparativo de los cuerpos intrusivos básicos asociados a los materiales de edad triásica de los dominios Subbético y Nevado-Filábride del sector Centro-Oriental de las cordilleras béticas. *Geogaceta*, 1, 35-37.

Key words: *Magnetism intraplate, trace elements, basic intrusions.*

Ambito geológico y petrografía de los cuerpos ígneos

Tanto en el dominio subbético como en el Nevado-Filábride, del sector estudiado (fig. 1), los cuerpos ígneos muestran un gran número de analogías, a excepción de las transformaciones sufridas por los protolitos ígneos del dominio Nevado-Filábride, como consecuencia del metamorfismo alpino, que aparecen, así, convertidos en eclogitas, metadoleritas y ortoanfibolitas; sin embargo, aun en dichas circunstancias, se conservan con claridad relictos de la fábrica y, ocasionalmente, de la mineralogía ígneas originales del protolito inicial. Así, en ambos dominios, las rocas básicas se muestran como cuerpos intrusivos, de emplazamiento hipoabisal-subvolcánico, bien en relación con los sedimentos

arcilloso-margosos de la facies Keuper del Triás Subbético, o bien, como sucede en el dominio Nevado-Filábride, en relación con los metasedimentos de la formación Tahal (secuencia metapelítica, con intercalaciones de cuarcitas y, ocasionalmente, de mármoles) y de la formación las Casas (secuencia originalmente calcomargosa, integrada por calcoesquistos, micaesquistos y mármoles); formaciones, estas últimas, que han sido consideradas como depósitos de cuencas restringidas, de edad Permo-Triásica y Triásica superior respectivamente (1). La forma y tamaño de los cuerpos ígneos es variable: diques, «sills» (de potencias entre 0,5-200 m y extensión lateral entre 2-10 m y 1.000 m) y «stocks» de dimensiones reducidas (30-40 m×300 m como máximo). En los contactos, los cuerpos ígneos

presentan una facies marginal de enfriamiento rápido, con texturas afáníticas afines a las de tipo volcánico: microdolerítico intersetal o pilotáxica, porfídica y/o vesicular; hacia el interior presentan facies granudas de tipo diabásico-oftítico, siendo frecuentes las heterogeneidades de tamaño de grano y composicionales, aunque sin llegar en ningún caso a constituirse como fábrica de tipo estratoide. A su vez, cuando el contacto no es mecánico, el encajante muestra síntomas de efectos térmicos e hidrotermales (recristalización de fases minerales, indicios de skarn, mineralizaciones, zonas microbechoides albiticas, que en el encajante Nevadofilábride aparecen como previos al metamorfismo alpino), que en conjunto ilustran sobre la actividad de fase fluida disponible en los cuerpos ígneos. La edad de los

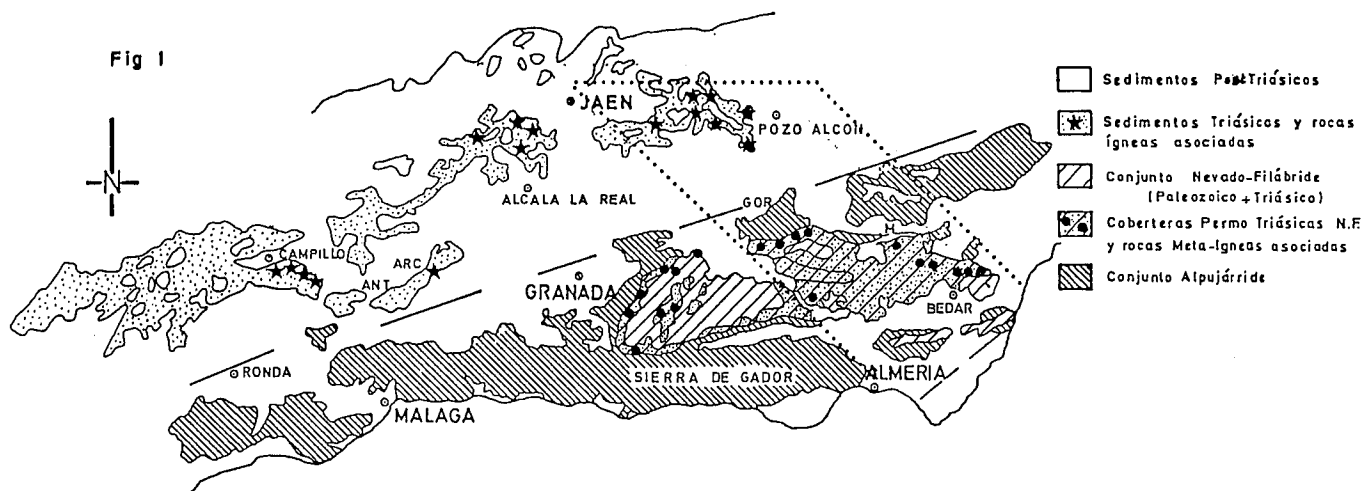


Fig. 1.—Distribución de los afloramientos de rocas intrusivas básicas. Recuadro en línea de puntos enmarca el sector estudiado.

cuerpos ígneos es imprecisa, pudiendo considerarse comprendida entre el límite Triásico-Jurásico (dada su relación con los materiales encajantes) y el límite Jurásico-Cretácico (en base a datos de edades absolutas) (2, 3).

Petrográficamente los cuerpos ígneos presentan también claras analogías en ambos dominios (considerando los tipos con mineralogía ígnea relictiva para el caso del Nevado-Filábride), incluyendo tipos como diabasas olivínico-piroxénicas (composición de gabro), diabasas olivínicas (composición de troctolitas) y diabasas piroxénicas (composición de dioritas); las primeras representarían composiciones afines al magma no diferenciado, las segundas tipos acumulados tempranos y las terceras tipos diferenciados. La mineralogía tipo, de clara tendencia alcalina, está representada por: olivino (Fo80-70), plagioclasa (An80-40), clinopiroxeno (augita titanada, zonada, con zona marginal de augita egirínica), proporciones subordinadas de hornblenda (también rica en Ti) y biotita y proporciones accesorias de titanomagnética y, ocasionalmente, esfena. Esta mineralogía suele aparecer transformada a una mineralogía secundaria (en los cuerpos del Nevadofilábride previa a la del metamorfismo alpino), de muy bajo grado-bajo grado, representada por: serpentina y clorita, actinolita tremolita, minerales arcilloso-micáceos, epidota o prehnita y, a veces, carbonato, albita y cuarzo. Esta transformación es interpretada como un episodio tardimagmático, debida a la acción de fluidos residuales, durante la consolidación de los cuerpos intru-

sivos, que al serlo funcionan como sistema cerrado, permitiendo así la actividad in situ de los componentes volátiles.

Identificación del tipo de magma original.

Ámbito geodinámico de generación

Para una aproximación al problema hemos utilizado los elementos traza Ti, Zr, Nb, Y considerados (4, 5, 6) como los más inmóviles en rocas alteradas y/o metamorfozadas. Dado que su utilización como discriminantes es sólo válida para rocas volcánicas que no hayan sufrido procesos de acumulación de fases minerales, hemos seleccionado facies marginales de enfriamiento rápido que serían equivalentes y que, además, representan la composición del magma original, tipos mineralógicos afines y algunos tipos representativos de acumulación o extracción de fases minerales para valorar la posible desviación en los diagramas de discriminación. Así, proyectados los valores de las relaciones Zr/Ti-Nb/Y en el diagrama correspondiente (fig. 2.1), para identificar el tipo de magma inicial, se muestra como las facies marginales de enfriamiento rápido y afines de las rocas de ambos dominios, se sitúan en el campo de los basaltos alcalinos. Las desviaciones al campo subalcalino se produce en las rocas representativas de fenómenos de acumulación o fraccionación: así, la roca proyectada en el campo de andesitas es un acumulado de olivino y plagioclasa (perteneciente al dominio Neva-

do-Filábride), minerales que tienen la más baja concentración de Nb e Y en comparación con los restantes de estas rocas; la elevada concentración de plagioclasa hace más alta la relación Zr/Ti, lo que explica su proyección en dicho campo. Las dos rocas proyectadas en el campo de basaltos subalcalinos (pertenecientes al dominio Subbético) son diferenciados formados por plagioclasa y clinopiroxeno y, el proyectado más bajo, con alta proporción de hornblenda, minerales que por su baja relaciones Nb/Y y Zr/Ti esplican la proyección en dicho campo. En el diagrama de discriminación sobre ambiente geodinámico Zr/Y-Zr (fig. 2.2) se proyectan todas las rocas, sin desviaciones, en el campo de los basaltos intraplaca, dado que la relación Zr/Y no se ve afectada por la cristalización fraccionada. En el diagrama Ti/100-Zr-Y.3, la mayoría de las rocas se proyectan en el campo de los basaltos intraplaca, salvo tipos acumulados y fraccionados, debido, esencialmente, a la menor concentración de Ti en sus fases minerales (p.e. plagioclasa y olivino).

Conclusiones

Las analogías arriba expuestas, entre las rocas de ambos dominios, son indicativas de un magmatismo, de tipo alcalino, generado en un marco geodinámico similar, que, como se deduce de los datos expuestos, se habría generado en un régimen de intraplaca continental, de limitado estiramiento cortical. Ello excluye la posibilidad de que este magmatismo

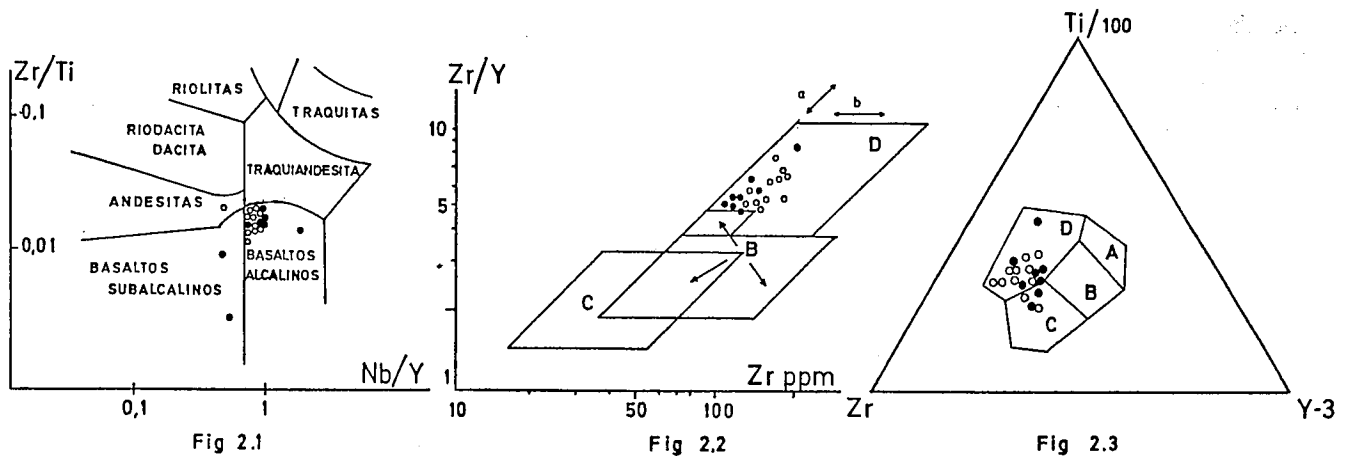


Fig. 2.1.—Diagrama Zr/Ti-Nb/Y (4), para identificación de tipo de magma. Círculos corresponden a las rocas ígneas intrusivas del dominio Nevado-Filábride. Círculos llenos corresponden a las rocas intrusivas del dominio Subbético.

Figs. 2.2 y 2.3.—Diagramas de discriminación de ambiente geodinámico (5, 6). Mismos símbolos que en la figura anterior. En ambas figuras: B=Campo de proyección basaltos de fondos oceánicos; C=Campo de proyección de basaltos calcoalcalinos; D=Campo de proyección de basaltos intraplaca. En la figura 2.3: A=Basaltos subalcalinos de bajo K.

sea representativo de la existencia de una corteza oceánica, en el dominio paleogeográfico correspondiente a los materiales mesozoicos Nevado-Filábrides, como ha sido postulado por algunos autores (7, 8). Por el contrario, apoya el modelo propuesto por otros autores (9), según el cual se contempla a este magnetismo como generado en una zona de régimen transcurrente de componente tensional limitado, situada entre Iberia y Africa.

Proyecto subvencionado CAICYT-CSIC, número 2.461-2.

Referencias

1. Nijhuis, H. J. (1964): *These*. Amsterdam, 151 pp.
2. Van de Fliert, J. R.; Hebeda, E. H.; Priem, H. N. A.; Ol Smet, M. E. H., y Verdumen, E. A. T. (1980): *Bol. Inst. Geol. Min. España*.
3. Hebeda, E. H.; Boelrijk, N. A. I. M.; Priem, H. N. A.; Simón, O. J.; Verduzmen, E. A., y Verschue, R. M. (1975): *E.C.O.G. Italia*.
4. Floyd, P. A. y Winchester, J. A. (1978): *Chem. Geol.*, 21, 291-306.
5. Pearce, J. A. y Norry, M. J. (1979): *Contrib. Mineral. Petro.* 69, 33-47.
6. Pearce, J. A. y Cann, J. R. (1973): *Eath. Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
7. Puga, E. C.R. (1977): *Acad. Sc. París*, 285, 1379-1382.
8. Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1984): *Info. Reun. Cient. Borde Mediterráneo Español*, 21-22.
9. Vegas, R. y Muñoz, M. (1984): *Congrs. Español Geol. III*, 105-118.

Recibido el 4 de septiembre de 1986
 Aceptado el 9 de septiembre de 1986
 Presentado en la Sesión Científica de Barcelona el 19 de septiembre de 1986

Génesis y evolución de la fosa de la Cerdanya (Pirineos Orientales)

E. ROCA. Departament Geologia Dinàmica, Paleontologia i Geofísica, Universitat de Barcelona. Gran Vía, 585, 08007 Barcelona.
 P. SANTANACH. Departament Geologia Dinàmica, Paleontologia i Geofísica, Universitat de Barcelona. Gran Vía, 585, 08007 Barcelona.

ABSTRACT

The Cerdanya basin is located at the SW end of the Tet fault, in its NW block. Its formation, during the Upper Miocene, was conditioned by dextral slip of this fault and the normal slip of E-W trending faults that absorbed the movement of the former.

Roca, E. y Santanach, P (1986): Génesis y evolución de la fosa de la Cerdanya (Pirineos Orientales). *Geogaceta*, 1, 37-38.

Key words: Fault, basin, slip, Cerdanya.

La depresión de la Cerdanya es una fosa asimétrica que se sitúa en el bloque NW del extremo sudoccidental de la falla NE-SW de la Tet. La

formación y posterior evolución de la fosa viene condicionada, principalmente, por el movimiento dextrógiro de dicha falla y por el movimiento

normal de fallas orientadas E-W, que amortiguan el movimiento de ésta.

El movimiento dextrógiro de la falla de la Tet se evidencia por la