

Los Volcanes Submarinos en el nacimiento del Golfo de Vizcaya

/ FERNANDO SARRIONANDIA (1) MANUEL CARRACEDO-SÁNCHEZ (2)

(1) Departamento de Geodinámica, Facultad de Farmacia. Universidad del País Vasco/EHU. C/ Paseo de las Universidades 7. 1006, Vitoria-Gasteiz (España)

(2) Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología. Universidad del País Vasco/EHU. C/ Sarriena s/n, 48940 Leioa (España)

INTRODUCCIÓN

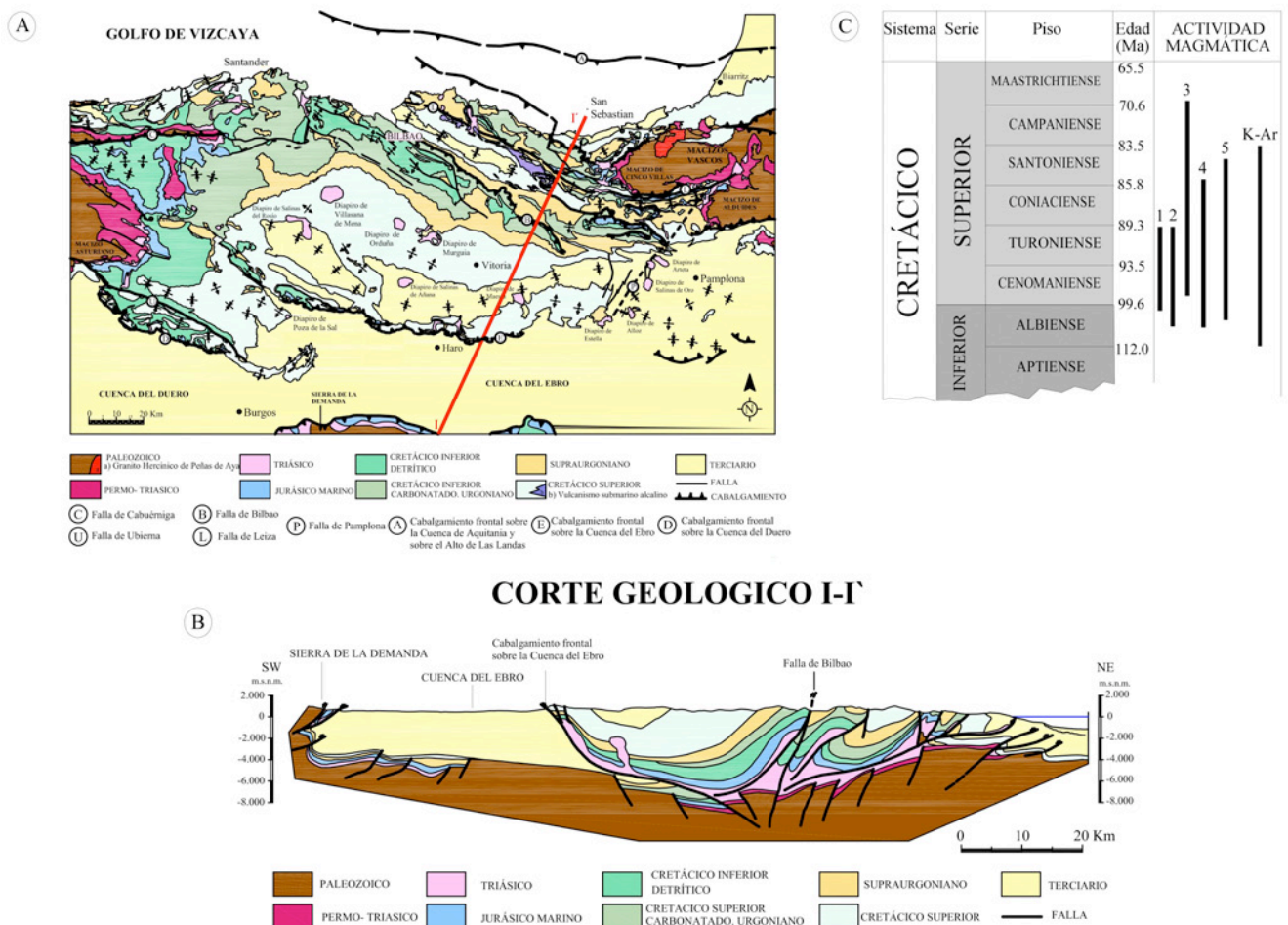
Dentro del conjunto de actividades programadas para el año 2012 por la Asociación de Amigos del Museo de Ciencias Naturales de Álava (ALAVESIA), se contempla la realización de una excursión geológica a lo largo del flanco norte del sinclinorio vizcaino, con el objetivo de describir las

características de las formaciones volcánicas submarinas que afloran intercaladas en las secuencias sedimentarias del Cretácico de la Cuenca Vasco - Cantábrica. En esta breve guía de campo se presentan los rasgos geológicos más notables de este vulcanismo y se describen las peculiaridades más relevantes de los afloramientos seleccionados para su

análisis sobre el terreno.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La Cuenca Vasco-Cantábrica (Fig. 1), prolongación occidental de los Pirineos, se forma como consecuencia de los movimientos relativos de las placas Europea e Ibérica durante el Mesozoico y el Terciario. En esta cuenca se preserva



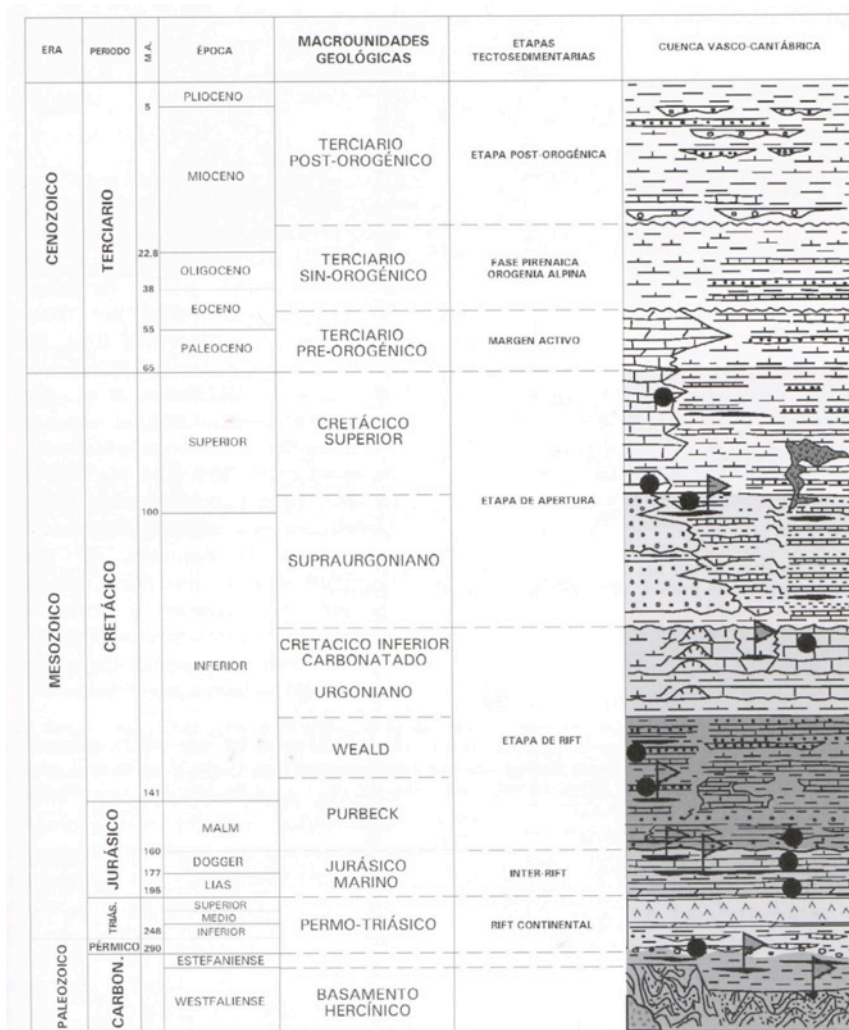


fig 2. Columna cronoestratigráfica general de la Cuenca Vasco-Cantábrica (adaptado de EVE, 1992)

registro sedimentario desde el Permian hasta el Terciario (Fig 2), destacando la gran potencia que alcanza la sucesión Mesozoica, en particular la del Cretácico (12.000 – 17.000 m; Brinkmann y Lögters, 1968; Lotze, 1960). Tal espesor es evidencia de una fuerte subsidencia tectónica, justificando así la denominación de Cuenca para esta unidad geológica que se extiende entre la Falla de Pamplona, por el este, y el Macizo Asturiano, por el oeste (Barnolas y Pujalte, 2004).

El comienzo de la disgregación del supercontinente Pangea puso fin al ciclo Hercínico y dio paso al ciclo Alpino, instaurándose en el sur de Europa, entre la microplaca Ibérica y la placa Europea, una cuenca sedimentaria extensional (Fig. 4C). Los primeros sedimentos que ocuparon las nuevas cuencas instaladas

sobre el basamento hercínico (Devónico-Carbonífero) son de edad Permian (Fig. 2). Estos materiales, esencialmente detríticos y de ambiente continental, afloran en el extremo occidental de la cuenca, discordantes sobre los materiales carboníferos preorogénicos y cubiertos, también en discordancia, por materiales de facies Bundsanstein (Robles, 2004). Los sedimentos triásicos se depositan en cuencas continentales y marinas someras (facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper) y albergan algunas rocas volcánicas y subvolcánicas básicas toleíticas, conocidas genéricamente como ofitas, que se emplazan en relación con las fracturas continentales que fragmentan el basamento Varisco. Durante el Jurásico se desarrollan extensas plataformas carbonatadas marinas en un contexto de relativa calma tectónica, aunque a techo y a muro están

limitadas por sendas discontinuidades que se relacionan con momentos de reactivación de la tectónica extensional (Robles et al., 2004). Ya en el Cretácico, coincidiendo con la rotación antihoraria de la placa Ibérica con respecto a la placa Europea y con la apertura del Golfo de Vizcaya (Fig. 4C), se desarrolla una notable subsidencia, a favor de importantes fallas sinsedimentarias extensionales - transtensionales (Aguirrezabala, 1996), que favorece la acumulación de grandes cantidades de sedimentos marinos. El episodio de subsidencia más intenso tiene lugar durante el Albiense, cuando se desarrolla una cuenca bilateral (Castañares et al., 2001) que flanquea un surco marino profundo de dirección WNW-ESE (Fig. 4C). En este surco se depositaron sedimentos turbidíticos y pelágicos desde el Albiense al Mioceno medio, hasta acumular una potencia de unos 8000 m (e.g. Robles et al., 1989; Pujalte et al., 1993). Entre el Albiense y el Santoniense la sedimentación cretácica está acompañada por un vulcanismo submarino de naturaleza alcalina, cuyas características se van a revisar en la jornada de campo programada en esta reunión de la SEM-SEA.

Al final del Cretácico el desplazamiento de Iberia se invierte (Maastrichtiense), acercándose progresivamente y colisionando con Europa entre el Eoceno y el Oligoceno (Fig. 4C). El depósito de los materiales terciarios tienen lugar entonces durante un periodo compresivo gobernado por la subducción parcial y la colisión entre las dos placas. El acercamiento y la colisión Alpina provocan el plegamiento, la fracturación, la emersión de los materiales depositados en la cuenca marina mesozoica-terciaria. Este sector emergido, integrado en la cordillera Pirenaica, forma la unidad geológica conocida actualmente como Cuenca Vasco-Cantábrica (Fig. 1). En el País Vasco esta cuenca está esencialmente constituida por dos grandes estructuras sinclinales orientadas en dirección NW-SE, el sinclinal de Vitoria al sur y el sinclinal de Bilbao al norte, separados por la falla cabalgante de Bilbao (Fig. 1).

RASGOS GENERALES DEL VULCANISMO SUBMARINO DE EDAD CRETÁCICO

Las rocas ígneas afloran en el Dominio del Arco Vasco (Rat, 1959), intercaladas y/o intruidas hacia el muro de las secuencias sedimentarias de edad Cretácico superior, en ambos flancos del

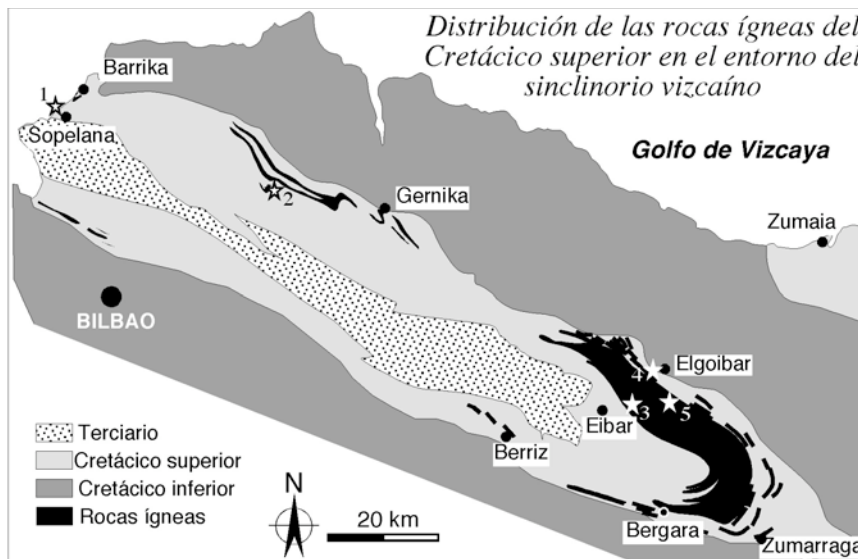


fig 3. Esquema geológico del entorno del sinclinal vizcaíno (Cuenca Vasco-Cantábrica) en el que se muestra la distribución espacial de las rocas ígneas del Cretácico superior. Las estrellas hacen referencia a la localización de las paradas programadas para la excursión: 1) Meñakoz, 2) Fruiz, 3) Eibar, 4) Elgoibar, y 5) Sorluze-Karakate

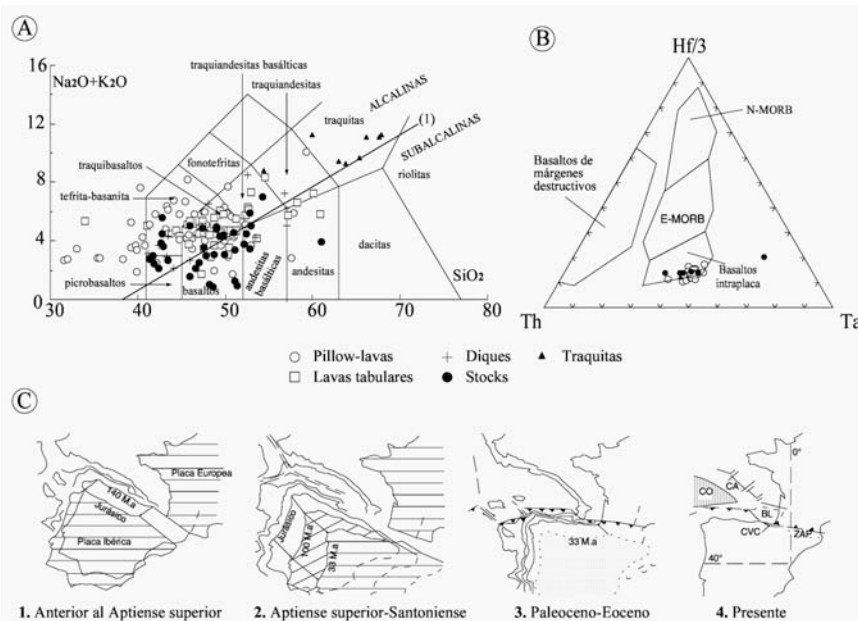


fig 4. A) Proyección de las rocas ígneas cretácicas de la Cuenca Vasco-Cantábrica en: A) el diagrama químico de clasificación de rocas y caracterización de series ígneas TAS (IUGS, 2002) y B) el diagrama tectonomagmático Th-Hf-Ta (Wood, 1980). C) Esquema evolutivo de la apertura del Golfo de Vizcaya.

Sinclinorio de Vizcaya y en su cierre periclinal (Fig. 1 y 3). Tanto el espesor como el desarrollo lateral de las formaciones volcánicas es desigual a lo largo del sinclinal. La secuencia ígnea más potente y continua se localiza en la zona del cierre periclinal y en el flanco NE, mientras que en el flanco SE el registro es menos potente y más local (Fig. 3). El afloramiento más continuo y más potente (hasta 2500 m) está limitado por las localidades guipuzoanas de

Eibar, Elgoibar, Vergara, Zumarraga y Azcoitia (Fig. 3). En general, las formaciones volcánicas presentan fuertes variaciones laterales de potencia y las distintas facies que las integran están fuertemente interdigitadas con los sedimentos marinos.

Dataciones micropaleontológicas realizadas sobre los materiales sedimentarios intercalados en la secuencia volcánica permiten asignar al vulcanismo una edad comprendida entre

la parte inferior del Albiense superior y el Santoniense (Rat, 1959; Ciry et al., 1967; Jerez, 1968; Lamolda et al., 1983; Castañares et al., 1997). Dataciones geocronológicas efectuadas sobre los diques ofrecen edades K - Ar variables entre 104 y 83 Ma (Montigny et al., 1986), coincidentes con las dataciones micropaleontológicas (Fig. 1B). Fernández Mendiola y García Mondejar (1995) describen depósitos volcánicos asociados a carbonatos someros de edad Albiense inferior, los cuales pueden representar los inicios de la actividad volcánica cretácica. El vulcanismo es episódico, alternando momentos de actividad intensa (e.g., Albiense superior, Turoniense inferior, Santoniense inferior) con momentos amagmáticos.

La actividad magmática está representada por materiales volcánicos e intrusivos de composición basáltica (sl) y, en menor medida, traquítica (Fig. 4A). Los productos volcánicos forman coladas de lavas almohadilladas (*pillow-lavas*), coladas tabulares (*sheet flows*), a veces con disyunción columnar, y depósitos volcanoclásticos, fundamentalmente resedimentados sin-eruptivamente (*pillow-brechas*), pero también autoclásticos y piroclásticos. Sobre los materiales sedimentarios y/o sobre los depósitos volcánicos intruyen pequeñas masas sinvolcánicas (stocks, lacolitos y sills) formados por gabros, doleritas y, a veces, teschenitas y picritas, y diques de composición basáltica a traquítica. Todas las rocas ígneas están afectadas, en mayor o menor medida, por un metamorfismo hidrotermal tipo fondo oceánico (Rossy, 1998) que se desarrolla en condiciones límite entre la facies zeolita y la facies prehnita-pumpellita ($T \approx 200^\circ\text{C}$ y $P < 12$ kbar), dando lugar complejas paragénesis secundarias (Fig. 5). En la mayor parte de las rocas coexisten minerales de alta (olivino, piroxeno, plagioclasa, etc) y baja temperatura (clorita, calcita, albita, etc). Los basaltos presentan entonces asociaciones minerales típicamente espiliticas. Los datos isotópicos sugieren la interacción de las rocas volcánicas con agua marina (Rossy, 1988).

El análisis de las facies volcánicas y sedimentarias de la Cuenca Vasco Cantábrica pone en evidencia el carácter submarino del vulcanismo (Cuevas et al., 1981; Rossy, 1988), marcado especialmente por la abundancia de *pillow lavas* intercaladas en sedimentos marinos. La alta vesicularidad de las lavas y la presencia de materiales

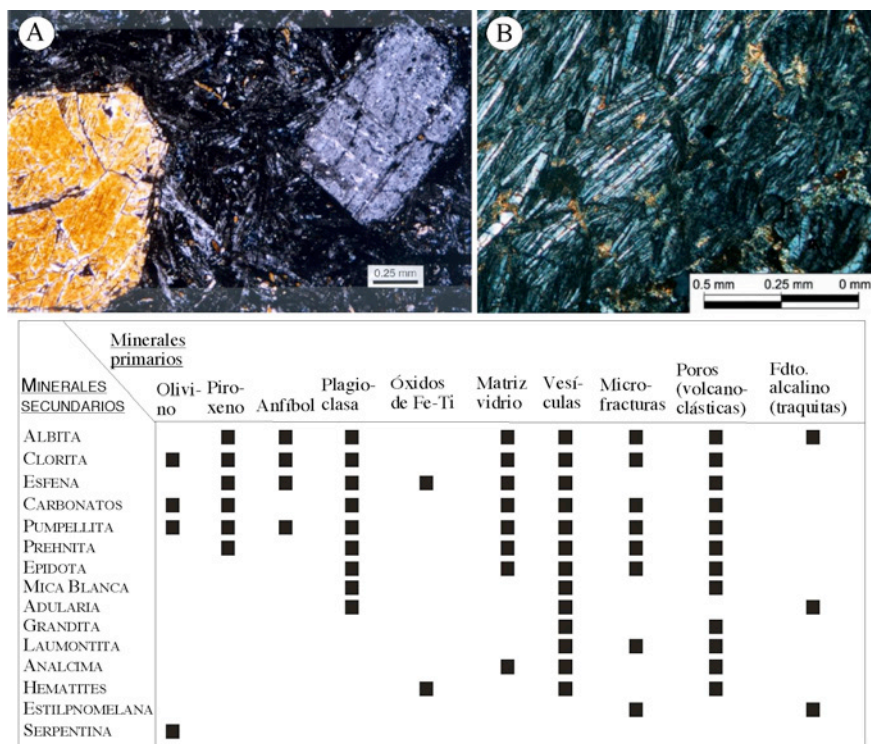


fig 5. A) Detalle de las texturas reconocibles en los basaltos afectados por el metamorfismo hidrotermal submarino (espilitización), que en esta ocasión afecta principalmente a la matriz de la roca; B) Típica textura fluidal definida por la orientación preferente de los feldspatos en la colada traquítica del monte Karakate; C) Mineralogía primaria y secundaria identificada en las rocas ígneas del Cretácico superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

piroclásticos indica que el vulcanismo se desarrolló por debajo de los 700-800 m, coincidente con la profundidad crítica a la cual un magma alcalino rico en fluidos puede desencadenar erupciones explosivas (Staudigel y Schmincke, 1984).

A pesar del retrometamorfismo que afecta a los productos volcánicos, el carácter típicamente alcalino de estas rocas está confirmado por (Fig. 4): i) la presencia de una asociación bimodal basaltos alcalinos-traquitas, ii) la aparición de rocas subsaturadas en sílice como las teschenitas, iii) la existencia de minerales típicos de las series alcalinas (diópsido, salitas ricas en Fe y Ti, kaersutita, aegirina, ardevsonita, analcima,...), iv) los contenidos elevados en TiO_2 y Na_2O , v) las relaciones elementales de algunos elementos traza ($\text{Th}/\text{Ta} = 1$, $\text{Ta}/\text{Tb} > 5$, $\text{Ta}/\text{Hf} = 1$), y vi) la importante fraccionación de los espectros de REE, muy enriquecidos en LREE (La, Ce de 100 a 200 veces condrito) frente a las HREE (10 a 20 veces condrito) (Cuevas et al., 1981; Meschede, 1985; Rossy, 1988; Sánchez Carretero et al., 1990; Cabanis y Le Fur Balouet, 1990). El carácter alcalino de este magmatismo es típico de sectores anorogénicos de

intraplaca, tal y como se deduce en los diagramas tectonomagmáticos (Fig. 4B).

Las relaciones isotópicas (Nd y Sr) y los datos geoquímicos confirman el cogenetismo entre los basaltos y las rocas básicas intrusivas (Rossy, 1988). La fuente mantélica, similar a la fuente de los basaltos de isla oceánica, está probablemente localizada bajo la litosfera y enriquecida en LREE en el momento de la fusión parcial, con una relación $(\text{La}/\text{Yb})_N$ próxima a 5 (Rossy, 1988, Rossy et al., 1992). Las rocas más diferenciadas, traquitas y sienitas con analcima, derivan de la cristalización fraccionada de los basaltos alcalinos y gabros-teschenitas (Rossy, 1988; Azambre et al., 1992; Rossy et al., 1992; Cabanis y Le Fur Balouet, 1990).

Estos productos volcánicos son la expresión más occidental de la provincia alcalina cretácica ligada a la zona de rift norpirenaica (Rossy, 1988). Este ámbito puede corresponder a una zona de falla transformante cretácica de escala litosférica, situada entre las placas Europea e Ibérica, en la cual se apoya la deriva con movimiento senestro y rotación antihoraria de Iberia (Aptiense terminal-Campaniense). Localmente se

producen situaciones extensionales y de adelgazamiento crustal que implican la superposición de un ambiente de rift sobre el contexto general de tipo transformante (Le Pichon et al., 1971; Mattauer, 1985; Cabanis y Le Fur Balouet, 1990; Azambre et al., 1992; Rossy et al., 1992).

Las variaciones de las tasas de fusión en el conjunto del magmatismo pirenaico cretácico, junto con las variaciones de la dinámica regional a lo largo de la zona de rift norpirenaica sugieren la existencia de situaciones distensivas y transformantes durante la evolución de la cuenca (Cabanis y Le Fur-Balouet, 1990):

a) El primer ciclo magmático, Albiense-Cenomaniense, representado en el conjunto de la Cadena Pirenaica, presenta las tasas de fusión más elevadas y se corresponde a una fase de apertura (extensión) máxima. Este vulcanismo es similar al de la fosa del Jordán, ligado a la evolución de una transformante con desplazamiento senestro y rotación antihoraria de las placas que separa. Sin embargo, en el contexto transformante del Jordán no hay rocas que muestren evolución por cristalización fraccionada. La presencia de rocas con tasas de fusión más elevadas en el sector vasco, unido a la existencia de rocas diferenciadas por cristalización fraccionada (traquitas), sugiere una mayor extensión en este sector, con la implantación de un contexto de rift continental con distensión N-S, favorable a la implantación de cámaras magmáticas y a una evolución por cristalización fraccionada.

b) El segundo ciclo, de edad Santoniense, representado únicamente en el País Vasco posee unas tasas de fusión más débiles y marca una fase de menor apertura (extensión). Este segundo ciclo es similar al de la serie reciente del Bas Languedoc, relacionado con la prolongación en dominio continental de una hipotética falla transformante.

El modelo geodinámico expuesto encuadra de algún modo los dos grupos de hipótesis hasta entonces propuestos para contextualizar el magmatismo alcalino cretácico de la Cuenca Vasco-Cantábrica, y que contemplaban: i) una zona de rift en corteza continental (Azambre y Rossy, 1976; Sánchez Carretero et al., 1990; Meschede, 1985, 1987), o bien ii) una zona de falla transformante (Boess y Hoppe, 1986;

Sánchez Carretero et al., 1990).

El magmatismo de edad Cretácico de la Cuenca Vasco-Cantábrica está relacionado con el desplazamiento antihorario de Iberia hacia el SE (≈ 110 y 85 Ma) y la apertura del Golfo de Vizcaya (Boess y Hoppe, 1986; Rossy, 1988), en el marco de la apertura del Atlántico Norte.

DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

Los cinco afloramientos seleccionados para el programa de la excursión geológica están situados en las provincias de Vizcaya y Guipuzcoa, y son: 1) el sill de Elgoibar, 2) los diques de Eibar, 3) las lavas almohadilladas de Sorluze, 4) las traquitas del monte Karakate y 5) la colada de lava de la playa de Meñakoz. Su ubicación aproximada está recogida en la figura 3.

Sill de Elgoibar

El sill de Elgoibar (lat: $43^{\circ} 12' 33.77''$ N, long: $2^{\circ} 25' 18.24''$ W) forma parte de un conjunto de sills básicos-ultrabásicos que afloran en las inmediaciones de esta localidad guipuzcoana. Estos sills intruyen con dirección N130-140E sobre rocas sedimentarias de edad Vraconiense (Rossy, 1988), por debajo del grueso de las formaciones volcánicas que forman el complejo volcánico en este sector.

Se trata de un sill básico-ultrabásico complejo, de unos 50 m de potencia, que intruye subconcordante en una alternancia de calizas, margas y lutitas, sobre la que desarrolla un metamorfismo de contacto. El metamorfismo térmico es patente sobre todo en las calizas situadas a techo, transformadas en mármol, lo cual confirma el carácter intrusivo de estas rocas.

El sill está zonado, con evidencias de diferenciación gravitatoria interna. En los primeros 25 metros inferiores, las rocas son faneríticas de grano medio y ultramáficas y, aunque están bastante alteradas, preservan estructuras bandeadas de origen acumulativo. Las rocas ultramáficas están formadas esencialmente por ortoacumulados de olivinos idiomorfos, en los que las fases intercumulus están representadas por piroxeno, anfíbol, biotita y opacos. Por encima de estos ortoacumulados aparece unos gabros masivos y aparentemente isotropos, faneríticos, y de grano medio,



fig 6. Aspectos generales de algunos de los afloramientos que serán visitados durante la Excursión geológica de la SEM-SEA, 2012: A) Colada de pillow-lavas en la carretera de ascenso al monte Karakate desde Sorluze; B) Dique basáltico subvertical intruyendo en tobas de lapillis y bombas; C) Detalle de las bombas que forman parte de las tobas de lapillis y bombas parcialmente cementadas por calcita; D) Intrusión subconcordante de un gabro anfibólico alcalino rico en plagioclasa, muy granuda en el sill verticalizado de Elgoibar.

que están formados esencialmente por plagioclasa y piroxeno. Finalmente, a techo, las rocas intrusivas presentan un tamaño de grano más fino, y desarrollan un borde frío en el contacto con el encajante sedimentario. Aproximadamente unos 10 m por debajo del techo del sill, dentro de los gabros masivos, se observa una zona con estructuras oclares de posible desmezcla magmática. Esta zona está intruida por una facies gabroidea de grano grueso en la que destaca la presencia de cristales prismáticos de anfíbol y piroxeno, de tamaño centimétrico, desorientados dentro de una matriz rica en plagioclasa (Fig. 6D). Esta facies “pegmatoidica” representa posiblemente una intrusión paralela al propio sill, y pone de manifiesto el carácter compuesto de este cuerpo. Algunas fracturas que recortan el sill están ocupadas por asbestos (crisotilo).

Diques de Eibar

En el afloramiento situado en el barrio Altzubarren (polígono industrial de Azitain-Barrea) de la localidad guipuzcoana de Eibar (lat: $43^{\circ} 11' 51.88''$ N, long: $2^{\circ} 27' 11.07''$ W) aflora

una secuencia volcánica submarina integrada por productos lávicos y volcanoclásticos. Esta secuencia comprende, de muro a techo, unas brechas masivas, una alternancia de tobas de ceniza y tobas de lapilli bien estratificadas, y una colada de pillow lavas. La colada permite observar muchas de las estructuras características de los tubos de lava almohadillados (diaclasas radiales y concéntricas, cavidades de drenaje, tabiques internos, frentes de vesículas, etc.) e intercala pillow brechas formadas por la rotura de la corteza de los tubos de pillow en su frente de avance. Las tres unidades volcánicas de esta secuencia están atravesadas por diques basálticos de escala métrica, mayoritariamente verticales (Fig. 6B). Los diques presentan un núcleo masivo, diaclasas de enfriamiento columnares marginales, y contactos adaptados a la morfología de las rocas que atraviesan, de tal modo que algunos presentan bordes irregulares. Por ejemplo, en el dique que atraviesa las pillow lavas el fundido rellena los huecos que quedan entre los tubos y se adapta a su morfología redondeada, por lo cual localmente presenta bordes bulbosos ondulantes. Algunas apófisis y lenguas de lava se

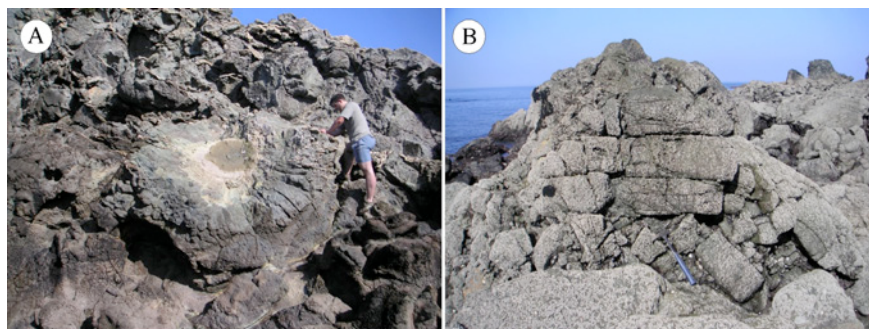


fig 7. A) Sección transversal de un tubo de megapillow perteneciente a la colada basáltica de la playa de Meñakoz; B) Brechas columnares soldadas producidas por el colapso del techo de un túnel de lava en el sección tabular de la colada basáltica de la playa de Meñakoz.

propagan en las rocas adyacentes. Son diques sinvolcánicos y representan los conductos de alimentación de los volcanes submarinos que generaron las lavas y los depósitos piroclásticos.

Lavas almohadilladas de Soralueze

En el entorno de la localidad guipuzcoana de Soralueze aflora una de las secuencias más potentes del complejo volcánico submarino. Numerosas coladas de lavas almohadilladas afloran intercaladas con coladas traquíticas, depósitos piroclásticos, pillow brechas y otras formaciones volcanoclásticas. La secuencia volcánica está atravesada por numerosos diques sinvolcánicos y sills.

Toda la secuencia volcánica aflora en la carretera que une Soralueze con la cima del monte Karakate, pasando por el barrio de San Andrés, pero destacan, entre otros, los afloramientos situados en las afueras de esta localidad, en el paseo del antiguo ferrocarril (lat: 43° 10' 22.14''N; long 2° 24' 41.62'' W). En este tramo afloran varias coladas de lavas almohadilladas intercaladas con brechas volcanoclásticas y varios diques basálticos subverticales. En este corte se pueden observar los típicos tubos de lavas almohadilladas, tanto en secciones longitudinales (tubulares) como transversales (subcirculares). En las secciones longitudinales se identifican pillows de piel lisa, pillows de piel rugosa, en ambos casos con numerosos abudamientos, con frecuentes bifurcaciones y tubos secundarios. También afloran algunas pillow perfectamente tubulares, de sección circular, sin bifurcaciones ni lóbulos secundarios, con terminaciones redondeadas (*phalus*). Las secciones transversales permiten observar las formas clásicas definidas por Vuagnat (1975) como planiconvexa (*bun*),

circular (*ballon*), silla de montar o haba (*bean*) y pedunculada (*pedunculate*), y observar todas las estructuras internas características de las pillow lavas: disyunciones radiales y concéntricas, disyunciones columnares radiales, fracturas de contracción en caparazón de tortuga, cavidades de drenaje, frentes de vesículas, tabiques, vesículas pipe, etc (Fig. 6A). Intruyendo a las lavas almohadilladas afloran varios diques sinvolcánicos de forma irregular, con bordes bulbosos ondulados, que muestran la adaptación del fundido a las pillow de caja. En el mismo corte afloran también formaciones piroclásticas generadas, posiblemente, en erupciones de tipo estromboliano submarinas. Los depósitos piroclásticos más característicos son brechas tobas, con bombas esferoidales y fusiformes incluidas en una matriz tobacea (Fig. 6C).

Traquitas del monte Karakate

Las rocas volcánicas que afloran en los alrededores de la cima del monte Karakate (756 m; lat: 43° 11' 35.8''N, long: 2° 24' 53.36''W), al norte de la localidad guipuzcoana de Soralueze, forman parte de una banda integrada esencialmente por rocas traquíticas, que se extiende en dirección N120E desde el SE de este monte hasta el sur del monte Kalamua, pasando inmediatamente al este del alto de Arrate. Esta banda está formada por niveles volcanoclásticos (basálticos y traquíticos) y lavas traquíticas con algunas intercalaciones basálticas. Las lavas traquíticas afloran en forma de coladas masivas, coladas almohadilladas y diques.

Entre la antena de telecomunicaciones del Karakate y la cruz de la Muneta (aproximadamente unos 300 m) se puede observar de muro a techo (NE-SW) la siguiente sucesión de materiales: un

nivel de traquitas masivas, una brecha con componentes traquíticos, una colada de pillow lavas traquíticas, una colada basáltica y, finalmente unas traquitas masivas (Rossy, 1988).

Las lavas masivas y las brechas traquíticas constituyen el elemento diferenciador de este afloramiento. Estas rocas tienen una textura porfídica, definida por la presencia de escasos fenocristales idiomorfos de feldespato alcalino y de albita (< 1 cm) inmersos en una matriz traquítica o fluidal, marcada por la orientación de microlitos de feldespato alcalino (Fig. 5A). Como minerales ferromagnesianos primarios se encuentra sólo magnetita y pseudomorfo de relictos de clinopiroxeno y anfíbol. Las brechas son monomíticas, heterométricas, masivas y están cementadas por óxidos de Fe. Representan, posiblemente, una colada autobrechificada.

Colada de Lava de la Cala de Meñakoz

Las lavas que afloran en el extremo occidental de la playa de Meñakoz (Sopelana, Vizcaya) forman una de las coladas más representativas del vulcanismo. Este afloramiento (lat: 43° 23' 39.85''N; long: 2° 59' 17.95''W) destaca, sobre todo, por la espectacular colada de lavas almohadilladas expuesta en el acantilado. Sin embargo, las facies volcánicas que afloran en su prolongación en la zona intermareal son igualmente interesantes.

Las pillow lavas del acantilado afloran intercaladas en una secuencia volcano-sedimentaria en posición ligeramente invertida. Los tubos almohadillados basales (con diámetros de hasta 1.5 m) desarrollan una base plana. Por encima, adaptándose al espacio que queda entre los tubos basales, se sitúan los tubos (hasta 2 m de diámetro) que forman el resto de la colada almohadillada, cuya potencia total es de unos 20 m (Fig. 7A). La prolongación de la colada de pillow lavas hacia mar adentro destaca por la presencia de grandes tubos de lava (megapillows; hasta 3-4 m de diámetro). Los tubos inferiores tienen también la base plana, salvo en algunos puntos en los que la lava intruye en los sedimentos húmedos no consolidados que forman el sustrato, desarrollando así espectaculares peperitas. Hacia mar adentro se encuentran grandes bloques de lava (2-4 m³) que muestran una excelente disyunción columnar. Algunos de estos bloques son brechas



fig 8. A) Sección del techo del depósito lávico de Fruniz en el que destaca la disyunción columnar perpendicular al contacto con las margas cretácicas. B) Detalle de las brechas sin-magmáticas en la que destacan los fragmentos basálticos angulares englobados en una matriz felsítica.

monomícticas soldadas nutridas por fragmentos heterométricos (centimétricos a métricos) de lavas columnares (brechas columnares soldadas; Fig. 7B).

Las facies volcánicas presentes en la colada de Meñacoz (pillow lavas, megapillows, lavas tabulares, peperitas) representan la transformación en pillow lavas de una colada de lava tabular con disyunción columnar a través de megapillows. El proceso de formación de las pillow lavas implica el drenaje, con caudales moderados, del interior de una colada tabular en su tramo final y, posiblemente, la formación de un túnel de lava. El desprendimiento de rocas desde el techo del túnel, formado por lavas columnares, conduce a la formación de las brechas columnares soldadas (Fig. 7B).

Otra característica de esta colada submarina es su espectacular y altísima vesicularidad, que no se puede explicar simplemente por la poca profundidad de agua. Nuestras observaciones sugieren que la colada ha incorporado importantes volúmenes de calizas blandas, inmediatamente disociadas por la alta temperatura de la lava en cal y CO₂.

Lago de lava de Fruniz

Las lavas que afloran en la cantera de Fruniz (Vizcaya) son uno de los afloramientos volcánicos más llamativos debido, entre otros motivos, al importante desarrollo de la disyunción columnar que muestra este depósito canterado hace ya algunas décadas. En este afloramiento (lat: 43° 19' 53.69" N; long: 2° 47' 29.59" W) destaca un potente cuerpo lávico (hasta 80 metros de potencia) que buza 80° al E. Se trata de un depósito coherente, masivo

completamente diaclasado a favor de una disyunción columnar perpendicular a la dirección del depósito. El muro del depósito es plano y en el contacto con las margas y margocalizas del substrato ejerce un metamorfismo térmico sobre estos materiales. El techo del depósito es ligeramente ondulado, de forma que la dirección de disyunción columnar cambia ligeramente para adaptarse de forma perpendicular a la superficie del techo. Las columnas tienen en general una sección basal pentagonal/hexagonal de unos 25-40 cm de diámetro y una longitud métrica a decamétrica. A una distancia de unos 20 metros del techo del depósito la disyunción columnar desaparece, dando lugar a un tramo de 10 metros de espesor muy fracturado, caótico, de morfología irregular, pero subparalelo a la dirección del depósito.

Las rocas que forman este depósito muestran una textura porfídica, definida por la presencia de escasos fenocristales idiomorfos de clinopiroxeno y olivino (< 1 cm) inmersos en una matriz afanítica melanocrática poco o nada vesicular. En la parte central del depósito destacan unas estructuras columnares ("pipes") de longitud métrica, definidas por una gran concentración de los fenocristales mencionados y por una gran cantidad de vesículas irregulares milimétricas. Estas columnas son perpendiculares al depósito y la matriz es, en ocasiones, félsica. Hacia techo también se observan zonas donde la roca está brechificada y rodeada por diferenciados félsicos.

REFERENCIAS

Aguirrezabala, L.M. (1996): *El Aptiense-Albiense del Anticlinorio Nor-Vizcaino entre Gernika y Azpeitia*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco (UPV-EHU).

429 p.

Azambre, B. & Rossy, M. (1976): *Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc Basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique*. Bull. Soc. Géol. Fr., XVIII, 1725-1728.

Azambre, B., Rossy, M., Albarède, F. (1992): *Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean Rift Zone (France and Spain)*. Eur. J. Mineral., 4, 813-834.

Barnolas, A. & Pujalte, V. (2004): *La Cordillera Pirenaica*. En "Geología de España" J.A. Vera, ed. SGE-IGME, Madrid, 233-241.

Boess, J.V.G. & Hoppe, A. (1986): *Mesozoischer Vulkanismus in Nordspanien: Rifting, im Keuper und Kreide-Vulkanismus auf Transform-Störungen?*. Geol. Rundsch., 75/2, 353-369.

Brinkmann, R. & Lögters, H. (1968): *Diapirs in Western Pyrenees and Foreland*. En "Diapirism and Diapirs" J. Braunstein & G.D. O'Brien, eds. Amer. Assoc. Geol. Mem., 8, 275-292.

Cabanis, J.A. & Le Fur Balouet, S. (1990): *Le magmatisme Crétacé des Pyrénées - Apport de la géochimie des éléments en traces - conséquences chronologiques et géodynamiques*. Bull. Center Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 14-1:155-184.

Castañares, L.M., Robles, S., Vicente Bravo, J.M. (1997): *Distribución estratigráfica de los episodios volcánicos submarinos del Albiense-Santoniano en la Cuenca Vasco-Cantábrica (sector Gernika, Plentzia, Bizkaia)*. Geogaceta, 22, 43-46.

—, Robles, S., Gimeno, D., Vicente Bravo, J.M. (2001): *The submarine volcanic system of the Errigoiti formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian Basin, northern Spain): stratigraphic framework, facies, and sequences*. J. Sediment. Res., 71-2: 318-333.

Ciry, R., Rat, P., Manguin, J., Feuillée, P., Amiot, M., Colchen, M., Delance, J. (1967): *Reunion extraordinaire del Société Géologique de France, des Pyrénées aux Asturies*. C.R. Somm. Soc. Geol. France, 9, 389-444.

Cuevas, J., Garrote, A., Tubía, J.M. (1981): *Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico Superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica (1ª parte)*. Munibe, 1-2, 1-20.

EVE (Ente Vasco de la Energía), Gobierno Vasco. *Geología de la Cuenca Vasco-Cantábrica*. <http://www.shea.es/es/geologia.html>

Fernández Mendiola, P.A. & García Mondéjar J. (1995): *Volcaniclastic sediments in the early Albian Mañaria carbonate platform (northern Spain)*. Cretaceous Res., 16, 451-463.

Jerez, L. (1968): *Estructuras de lavas almohadilladas en los basaltos de la provincia de Guipúzcoa. Precisiones acerca de la edad de las erupciones*. Bol. Geol. Min., LXXIX, 135-137.

Lamolda, M., Mathey, B., Rossy, M., Sigal, J. (1983): *La edad del volcanismo Cretácico de Vizcaya y Guipúzcoa*. Estud. Geol., 39, 151-155.

- Le Pichon, X., Bonin, J., Francheteau, J., Sibuet, J.C. (1971): Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. En "Histoire structurale du Golfe de Gascogne" J. Debyser, X. LePichon, L. Montadert, eds. Technip, Paris, 2, 1-44.
- Lotze, F. (1960): Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depression (Nordspanien). N. Jb. Geol. Palaönt. Abh., 3: 132-144.
- Mattauer, M. (1985): Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. C.R. Acad. Sc. Paris, 300: 71-74.
- Meschede, M. (1985): The geochemical character of volcanic rocks of the Basco-Cantabrian Basin, northeastern Spain. Neues Jahrb. Geol. P. M., 2, 115-128.
- Meschede, M. (1987): The tectonic and sedimentary development of the Biscay synclinorium in northern Spain. Geol. Rundsch. 76/2, 567-577.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R. (1986). K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics, 129, 257-273.
- Pujalte, V., Robles, S., Robador, A., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X. (1993): Shelf-to-basin Palaeocene palaeogeography and depositional sequences, western Pyrenees, north Spain. En: "Sequence Stratigraphy and Facies Association" H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq, G.P. Allen, eds. Blackwell, IAS, Sp. Publ., 18: 369-395.
- Rat, P. (1959): Les Pays Crétacées Basco-cantabriques (Espagne). Tesis Doctoral, Université de Dijon. 525 p.
- Robles, S. (2004). El Pérmico de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En "Geología de España" J.A. Vera, ed. SEGE-IGME, Madrid, 269-272.
- , Pujalte, V., Vicente-Bravo, J.C., Quesada, S. (1989): El complejo turbidítico del Flysch Negro (Albiense-Cenomaniense inferior, Vizcaya): Caracterización e interpretación genética de sus elementos deposicionales y erosionales. XII Congres. Espa. Sedim., Com. 109-110.
- , Quesada, S., Rosales, I., Aurell, M., Meléndez, G. (2004): El Jurásico marino de la Cordillera Cantábrica. En "Geología de España" J.A. Vera, ed. SEGE-IGME, Madrid, 279-285.
- Rossy, M. (1988): Contribution a l'étude du magmatisme Mésozoïque du Domaine Pyrénéen: I. Le Trias dans l'ensemble du domaine; II. Le Crétacé dans les provinces Basque d' Espagne. Tesis Doctoral, Université de Franche-Comté des Sciences et Techniques de Besançon. 429 p.
- , Azambre, B., Albarède, F. (1992): REE and Sr-Nd isotope geochemistry of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France, Spain). Chem. Geol., 97, 33-46.
- Sánchez Carretero, R., Carracedo, M., Eguiluz, L., Arostegui, J., Ortega, A., Lago, M.L., Llanos, H., Contreras, M.E., Labarta, C., Larrea, A., Zuazo, J.A. (1990): Estudio petrológico y geoquímico de las rocas ígneas y metamórficas de las hojas a escala 1:200.000 de Bilbao y Bermeo. ITGE.
- Staudigel, H. & Schmincke, H. (1984): The Pliocene seamount seep of La Palma/Canary Island. J. Geophys. Res. 89 (B13), 11190-11215.
- Vuagnat, M. (1975): Pillow lava flows: Isolated sacks or connected tubes?. Bull. Volcanol., 39-4, 581-589.
- Wood, D.A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett., 50, 11-30.