ESTRUCTURA Y ORGANIZACIÓN DE LAS COLADAS VOLCÁNICAS SUBMARINAS: RELACIÓN ENTRE COLADAS TABULARES Y LAVAS ALMOHADILLADAS CRETÁCICAS EN LA CORDILLERA VASCO-CANTABRICA (PAÍS VASCO)

M. Carracedo, F. J. Larrea, F. Sarrionandia y R. Jiménez

Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias, Univ. del País Vasco. Apdo. 644, 48080 Bilbao. e-mail: nppargaj@lg.ehu.es

Resumen: Las coladas tabulares y las lavas almohadilladas son los productos más característicos de la actividad volcánica efusiva submarina que se desarrolló en la Cuenca Vasco-Cantábrica durante el Cretácico. La morfología de las coladas estuvo fuertemente influenciada por el caudal de lava emitido. A caudales elevados se formaron coladas tabulares, en tanto que las *pillow lavas* se generaron cuando el aporte magmático era menor. Sin embargo, algunas veces las morfologías tabulares y almohadilladas aparecen asociadas en una misma colada. En la Cala de Meñacoz (Vizcaya) aflora un nivel volcánico formado por lava tabular con disyunción columnar, *megapillows* soldadas y *pillow lavas*, conectadas entre sí. Esta secuencia de facies representa un sistema de distribución de lavas similar al existente en las coladas *pahoe-hoe* subaéreas y se desarrolló cuando en el tramo final del recorrido de la colada tabular el fundido se canalizó en unidades de flujo cada vez más pequeñas, formando *pillow lavas*. El drenaje del fundido desde el interior de la colada tabular provocó la formación de túneles volcánicos. El hundimiento gravitatorio del techo de los túneles originó brechas columnares soldadas. Estas relaciones ponen de manifiesto la existencia de dos tipos de *pillow lavas*, unas enraizadas directamente en focos volcánicos, asociadas normalmente con caudales de lava bajos, y otras situadas en partes distales de coladas tabulares, relacionadas con volúmenes de fundido más importantes. Las del primer tipo están situadas en posiciones próximas al foco emisor, mientras que las del segundo llegaron a formarse en posiciones bastante alejadas del mismo.

Palabras clave: vulcanismo submarino, coladas tabulares, lavas almohadilladas, Cordillera Vasco-Cantábrica.

Abstract: Sheet flows and pillow lavas are the most characteristic products of the submarine efusive volcanic activity which was developed in the Basque-Cantrabrian Basin during the Cretaceous. The morphology of the flows was strongly influenced by the flow rate. The high rates produced sheet flows, while the pillow lavas were generated when the magmatic contribution was lower. Nevertheless, both the sheet morphology and the pillow morphology appear locally related within the same lava flow. At the Meñacoz bay (Biscay), a single lava flow is made of interconnected columnar lava, welded megapillows and pillow lavas. This sequence of morphological facies corresponds to a system of distribution of lava flows similar to that of subaerial pahoe-hoe which would have developed at the end the tabular lava course when the melt was channeled in increasingly smaller units giving rise to pillow lavas. The drainage of the melt from the inner parts of the flow produced the formation of volcanic tunnels. The gravitatory collapse of the roof in the tunnels generated welded columnar breccias. These relations are clear evidence of the existence of two types of pillow lavas, one directly deeply rooted in the volcanic focus, commonly related with low lava flow, and the other, located in the distal parts of the sheet flows, and related to more important melt volume. The first type is located near of the issuing focus, while those of the second group could be generated in distant positions from the focus.

Key words: submarine volcanism, sheet flows, pillow lavas, Basque-Cantabrian Range.

Carracedo, M., Larrea, F. J., Sarrionandia, F. y Jiménez, R. (2000): Estructura y organización de las coladas volcánicas submarinas: relación entre coladas tabulares y lavas almohadilladas cretácicas en la Cordillera Vasco-Cantábrica (País Vasco). *Rev. Soc. Geol. España*, 13(1): 45-53

Las características mejor documentadas de las lavas emitidas en ambientes submarinos son las de las lavas almohadilladas o *pillow lavas*. Sin embargo, investigaciones realizadas en las últimas décadas demuestran que en

los fondos oceánicos actuales las lavas desarrollan también otras morfologías. Los lagos de lava (lavas en *piliers*) o las coladas tabulares, con características superficiales variables entre las que presentan las *pahoe-hoe* (coladas fluidales en sogas, tripas, etc.) y las *aa* (lava en pavés y en bloques), son formaciones geológicas frecuentes en la corteza oceánica (Londsdale, 1977; Francheteau *et al.*, 1979; Juteau, 1993; Embley y Chadwich, 1994; Juteau y Maury, 1997).

La formación de coladas tabulares o almohadilladas depende de la interacción de factores tan distintos como son la pendiente topográfica, la viscosidad de la lava (composición, temperatura de emisión, tasa de cristalización, vesiculación, ...), el caudal de emisión o descarga del fundido y la velocidad de enfriamiento. Los datos experimentales y las observaciones directas señalan que el cambio de morfología tabular a tubular (almohadillada) está favorecido por el descenso de la pendiente y/o de la velocidad o tasa de emisión y por el incremento de la viscosidad y de la velocidad de enfriamiento (Fink y Griffiths, 1990; Griffiths y Fink, 1992 a, b; Juteau, 1993; Embley y Chadwich, 1994; Chadwich y Embley, 1994; Gregg y Fink, 1995; Juteau y Maury, 1997).

En las dorsales centrooceánicas con velocidad de expansión intermedia o alta, los lagos de lava, las coladas tabulares y las *pillow lavas* se suceden en el tiempo y en el espacio: cada vez que el aporte magmático se ralentiza, las coladas o los lagos de lava desaparecen dejando paso a las *pillow lavas* (Francheteau *et al.*, 1979; Crane y Ballard, 1980; Juteau, 1993; Embley y Chadwich, 1994; Chadwich y Embley, 1994; Juteau y Maury, 1997; Kennish y Lutz, 1998). Pero además, las coladas tabulares y los lagos de lava terminan a veces en tubos con caudal moderado que pueden presentar estructura almohadillada (Moore y Schilling, 1973; Juteau, 1993; Juteau y Maury, 1997; Kennish y Lutz, 1998).

En vulcanismos antiguos resulta complicado establecer con certeza las relaciones entre las lavas tabulares y almohadilladas. En la mayor parte de las formaciones antiguas las *pillow lavas* cubren a las lavas tabulares emitidas con anterioridad, estableciéndose así la alternancia de ambos tipos de lavas (Dimroth *et al.*, 1978; Wells *et al.*, 1979; Cuevas *et al.*, 1981; Rossy, 1988). Las *pillow lavas* están normalmente enraizadas en un tubo de lava de mayor tamaño o emergen directamente de la parte superior de un dique de alimentación (Dimroth *et al.*, 1978; Wells *et al.*, 1979; Yamagishi, 1985, 1987; Assorgia y Gimeno, 1994). Sin embargo, en algunas secuencias antiguas, las secciones interpretadas como proximales están dominadas por lavas tabulares y las más distales por *pillow lavas* y *pillow breccias* (Dimroth *et al.*, 1978; Wells *et al.*, 1979; Waters y Wallace, 1992; Kennish y Lutz, 1998). Algunas veces, a partir de la correlación entre facies de afloramientos vecinos, pero desconectados entre sí, se ha descrito el tránsito de un tipo de coladas a otro (Dimroth *et al.*, 1978). No tenemos sin embargo referencias de afloramientos en los que pueda observarse dicha transición.

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio realizado sobre lavas submarinas de edad cretácica en un afloramiento situado en la cala de Meñacoz (Barrica,

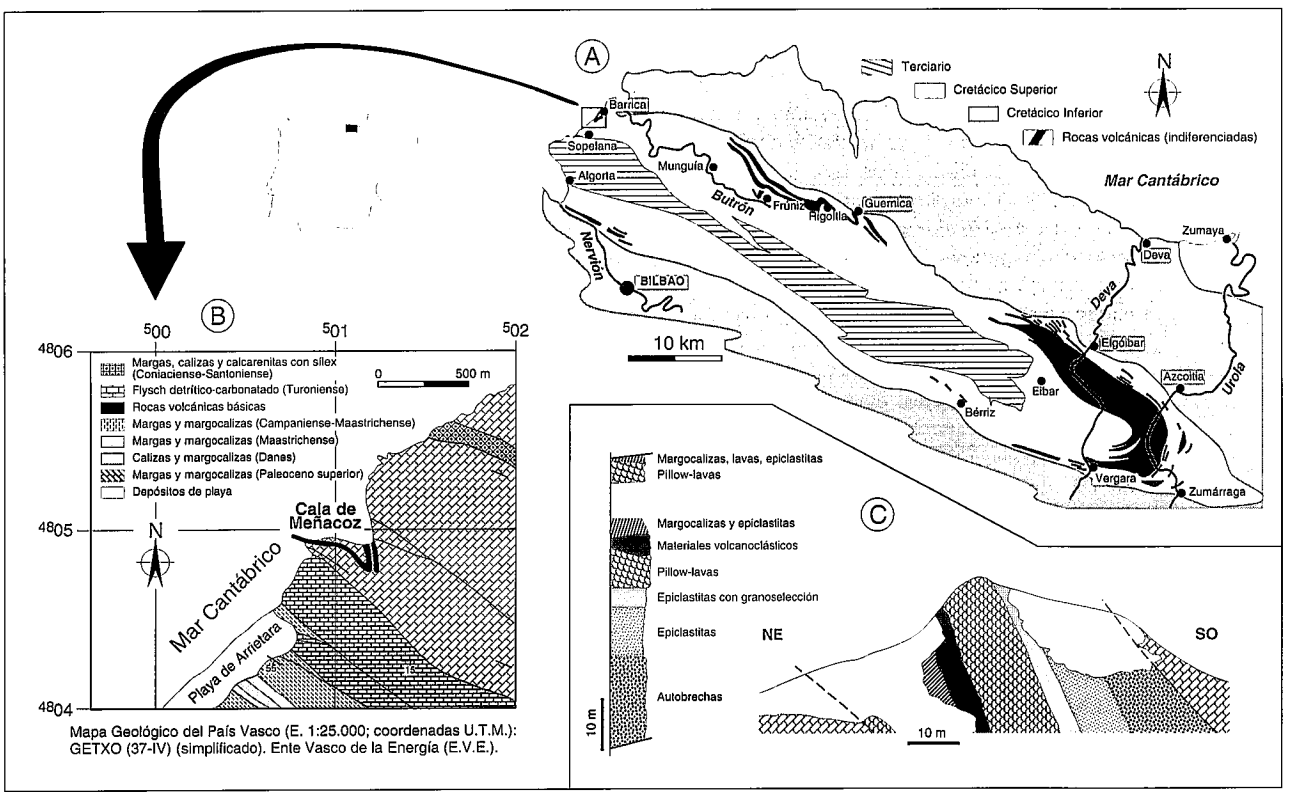


Figura 1.-A) Distribución de los materiales volcánicos cretácicos en la Cordillera Vasco-Cantábrica. B) Esquema geológico del sector de Meñacoz (Barrica, Vizcaya). C) Columna estratigráfica y corte geológico simplificados de las vulcanitas que integran la facies del acantilado en la Cala de Meñacoz.

Vizcaya). La asociación de facies existente incluye lavas tabulares que se digitan y dan origen a tubos almohadillados. El conjunto de facies observado es, en muchos aspectos, diferente de los citados en otras sucesiones que presumiblemente presentan el mismo tipo de transición y tiene un indudable valor paleogeográfico y paleoambiental.

Marco geológico

En las provincias de Vizcaya y Guipúzcoa aflora una potente secuencia de rocas eruptivas, intercaladas entre los materiales sedimentarios marinos de edad Cretácico que forman el Sinclinorio de Vizcaya (Fig. 1). Los materiales efusivos son fundamentalmente coladas con estructura almohadillada (*pillow lavas*) o tabular, acompañadas por algunos depósitos volcanoclásticos (autoclásticos, piroclásticos y resedimentados) (Cuevas *et al.*, 1981; Rossy, 1988).

Las lavas varían composicionalmente entre basaltos alcalinos, traquiandesitas y traquitas. Aunque las rocas están espilitizadas en grado variable, la secuencia de cristalización y la composición de los clinopiroxenos y anfíboles, asi como la geoquímica de elementos traza, es típicamente alcalina. En los basaltos y diques asociados el diópsido, frecuentemente cromífero, pasa a baja presión a salitas ricas en Al y Ti, acompañados a veces por kaersutita; en las traquitas se encuentran augitas-ferroaugitas y, en algunos casos, aegirina y arfvedsonita (Rossy, 1988). Los perfiles de Tierras Raras ([La/Yb]n = 10-20) son también característicos de rocas alcalinas (Rossy, 1988).

El vulcanismo está asociado al funcionamiento de un *rift* y/o una falla transformante, en ambos casos en corteza continental, relacionados con los movimientos divergentes y de rotación que conducen a la separación de las placas Ibérica y Europea y a la formación del golfo de Vizcaya (Boess y Hoppe, 1986; Meschede, 1985; Rossy, 1988). Dataciones micropaleontológicas permiten asignar al vulcanismo una edad comprendida entre el Albiense superior y el Santoniense (Rat, 1959; Ciry *et al.*, 1967; Jerez,1968; Lamolda *et al.*,1983; Castañares *et al.*, 1997), coincidente con las edades radiométricas (K-Ar: 104 y 83 Ma; Montigny *et al.*, 1986).

El vulcanismo se desarrolla en un ambiente submarino, como queda patente en la asociación de litofacies volcánicas y sedimentarias presente (Cuevas *et al.*, 1981; Rossy, 1988). Además, las rocas ígneas están afectadas por un metamorfismo hidrotermal submarino (espilitización) que se desarrolla en condiciones límite entre las facies zeolita y prehnita-pumpellita (T≈ 200 °C y P < 1 kbar) en presencia de fluidos constituidos esencialmente por agua de mar, eventualmente modificada por reacción con sedimentos (Rossy, 1988). La fuerte vesiculación de las lavas y la actividad explosiva, restringen el vulcanismo a un medio de escasa profundidad de agua (Rossy, 1988), probablemente menor de 700-800 m (E.V.E., 1995) y relacionado con zonas de alto relativo (Castañares *et al.*, 1997).

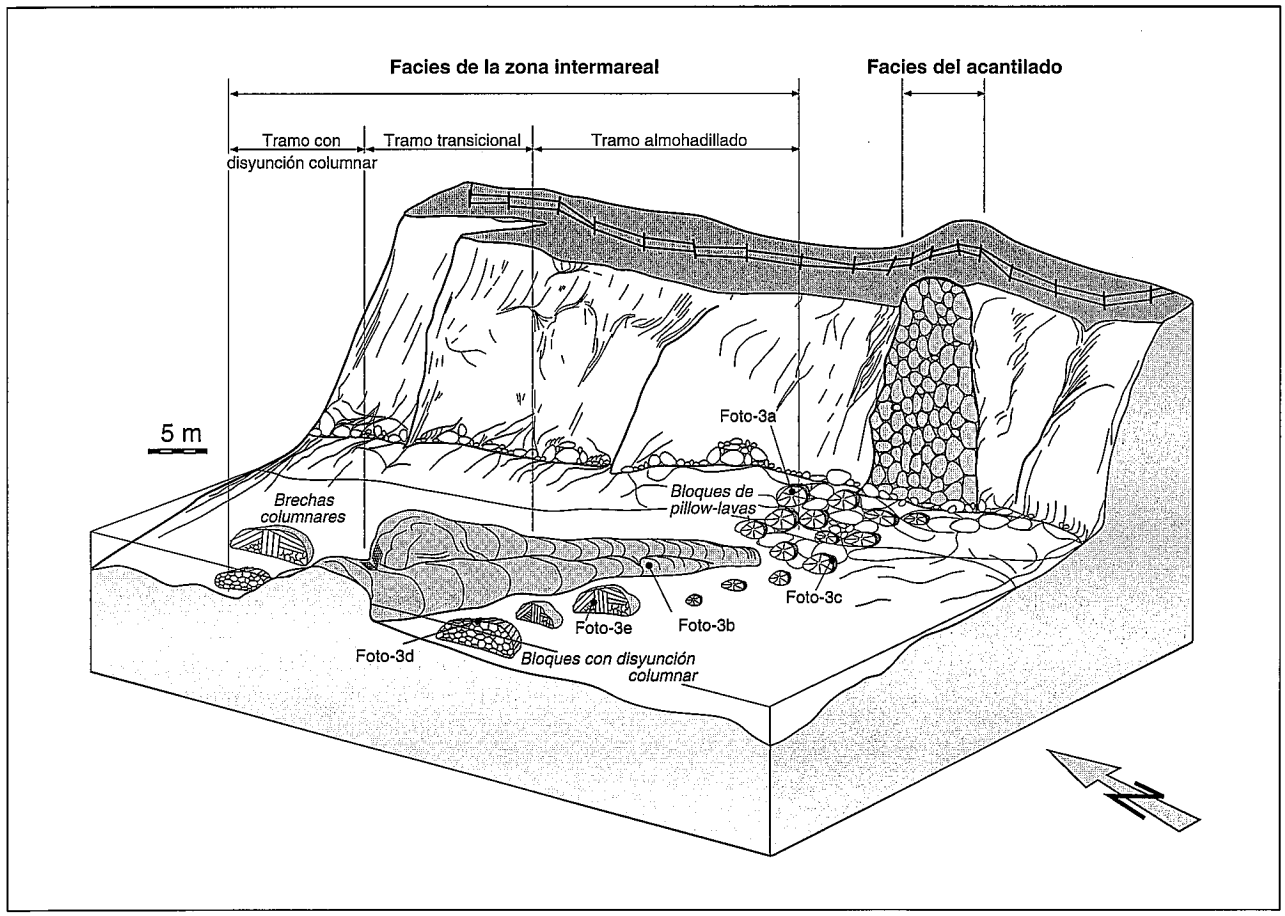


Figura 2.-Bloque-diagrama con la distribución de las facies y tramos con materiales volcánicos en la Cala de Meñacoz (Barrica, Vizcaya).

La secuencia volcánica ha sido plegada durante la Orogenia Alpina (Paleoceno a Eoceno). Sin embargo, no se observan evidencias de deformación penetrativa ni de metamorfismo regional en estas rocas. Las estructuras y, en menor medida, las texturas originales se encuentran relativamente bien preservadas.

El afloramiento de la cala de Meñacoz: descripción de las facies

En el extremo suroccidental de la cala de Meñacoz afloran varias coladas básicas-intermedias intercaladas en materiales sedimentarios (Fig. 1). Las rocas efusivas expuestas han sido estudiadas tanto en el corte que proporciona la pared del acantilado -facies del acantilado- (Fig. 1c y 2), como en la prolongación del nivel lávico hacia mar adentro -facies de la zona intermareal- (Fig. 2).

Facies del acantilado

La secuencia volcánica, integrada por lavas almohadilladas y materiales volcanoclásticos, está intercalada de forma concordante y en posición invertida (N 120 E / 80° SO) en una sucesión marina de edad Turoniense (*flysch* detrítico-carbonatado; E.V.E., 1995) (Fig. 1 y 2).

La colada inferior y más potente de lavas almohadilladas, única a la que nos vamos a referir en este trabajo, tiene una potencia de 12 m y está constituida por el apilamiento de tubos de lava groseramente cilíndricos (≤ 50 m y Ø ≤ 2,20 m), de superficie lisa, separados entre sí por delgadas capas de materiales autoclásticos procedentes de la rotura y descascarillado de su propia corteza externa (Fig. 1 y 2). Los tubos se disponen mayoritariamente en dirección N 120° E, con un *rake* de 10° SE, y presentan estrechamientos sucesivos a lo largo de su recorrido. Las *pillow lavas* inferiores tienen la base plana y secciones transversales semicirculares, lo cual, junto con los picos de adaptación de las lavas suprayacentes, permite establecer la polaridad de la colada.

Las secciones transversales de los tubos tienen una estructura interna concéntrica y/o radial marcada por la presencia de uno o varios de los siguientes elementos (Fig. 3a): i) fracturas radiales y/o concéntricas, ii) vesículas / amígdalas (< 1 a 8 mm) en frentes concéntricos, iii) vesículas / amígdalas de tipo pipe (cilíndricas: ≤ 7 cm y Ø ≤ 1,5 cm) en disposición radial restringidas a la parte externa, iv) cavidades o túneles de drenaje, y v) zonación petrográfica, con aumento del tamaño de grano hacia el centro de los tubos, conservando ocasionalmente un borde vítreo.

Siguiendo la terminología sugerida por Dimroth *et al.* (1978), los tubos basales (1,50 m < Ø ≤ 2,20 m) se consideran a título descriptivo como *megapillows* y el resto (Ø ≤ 1,50 m) como *pillows* de tamaño normal.

Facies de la zona intermareal

Aproximadamente unos 30 m mar adentro, ya en la zona intermareal, afloran lavas de composición similar a las del acantilado situadas en el mismo nivel estratigráfico y con igual dirección y buzamiento, N 120° E / 80° SO, que aquéllas. El tramo en el que no hay lavas *in situ* está ocupado por grandes (hasta 4-5 m^3) y numerosos bloques sueltos, formados por *pillow lavas* (Fig. 3a y 3c) y brechas volcánicas. Por debajo de estos bloques aflora una alternancia de niveles sedimentarios, tobáceos y autoclásticos (*pillow breccias*), con igual orientación que las coladas vecinas.

El nivel lávico está formado por rocas composicionalmente homogéneas, no exentas de pequeñas diferencias texturales, pero su morfología y estructuras varían en sentido lateral. En función de estos cambios y a efectos descriptivos se puede subdividir el nivel en tres sectores: i) tramo almohadillado o de *pillow lavas*, ii) tramo con disyunción columnar y iii) tramo transicional (Fig. 2).

Tramo almohadillado

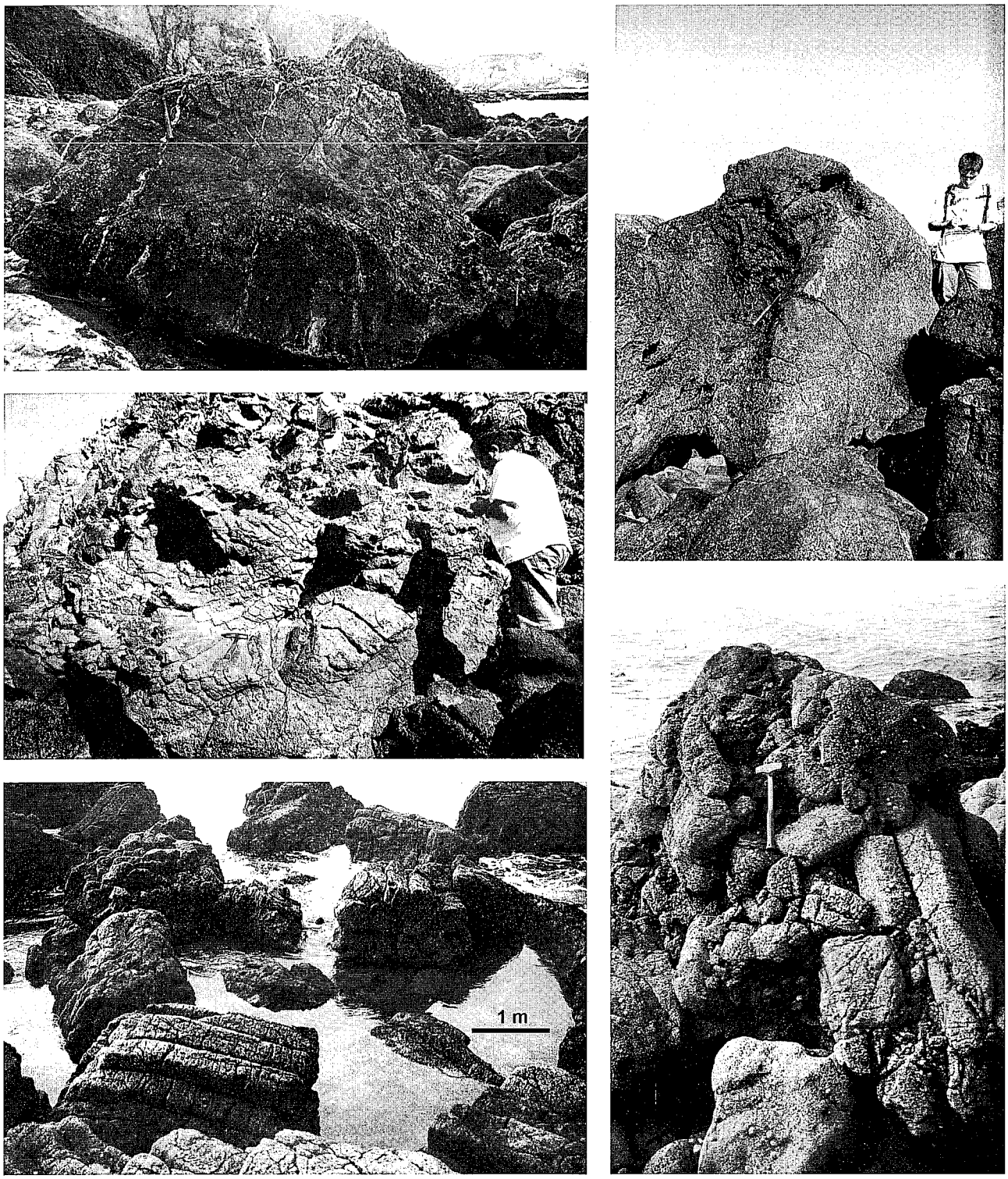
El tramo más cercano a la línea de costa, de aproximadamente 30 m de longitud y 15 m de potencia, está integrado por *pillow lavas* normales y *megapillows*, alargadas mayoritariamente en dirección N 120° E con inclinaciones de 10° SE. La morfología, la estructura interna y las características superficiales de los tubos, así como su disposición en la colada y la naturaleza del material *interpillow*, son similares a las que presenta la colada almohadillada del acantilado. Tanto la posición del muro plano de las lavas basales como los picos de adaptación de las situadas por encima confirman la polaridad. La disposición del afloramiento permite observar los lóbulos de lava que se separan de los tubos en su frente de avance y en otros puntos de su superficie, digitándose con direcciones diversas aunque mayoritariamente paralelas a la dirección de la colada. Las lavas se propagan hacia el este, como se deduce a partir de la disminución de la potencia de los tubos hacia el acantilado actual, la digitación dominante de los lóbulos de lava en el mismo sentido y la orientación de las vesículas estiradas y aplastadas por el flujo. Todos estos datos sugieren que las *pillow lavas* de la zona intermareal y del acantilado forman parte de un nivel único e inicialmente continuo, en la actualidad parcialmente desmantelado por la erosión.

No obstante, las lavas de este sector muestran algunas peculiaridades estructurales:

- Las *megapillows* no están restringidas a la parte basal de la colada y algunas presentan una disyunción columnar radial (Yamagishi, 1985, 1987). Generalmente, las diaclasas se prolongan sin interrupción entre la superficie y el centro de los tubos e individualizan bloques de lava piramidales (≤ 1,10 m de lado) de base pentagonal, exagonal o trapezoidal (Ø ≤ 20 cm), que se adelgazan hacia el centro (Fig. 3b).
- Las vesículas-amígdalas de tipo *pipe* son más abundantes y de mayor tamaño en este tramo (< 10 x 1,5 cm) que en las facies del acantilado. Además, no están situadas sólo en el borde externo de los tubos sino que se disponen de forma radial desde el centro.

Tramo con disyunción columnar

En la parte accesible del afloramiento más alejado de la costa, las rocas volcánicas presentan, a lo largo de unos 20 m, una excelente disyunción columnar dispuesta



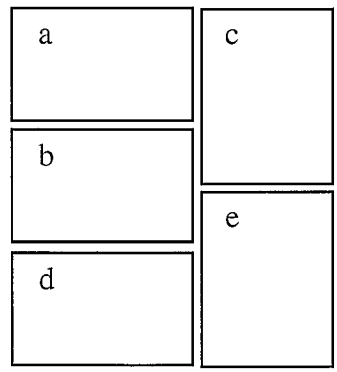


Figura 3.- a) Sección transversal de una de las *pillow-lavas* (diámetro aproximado: 2 m) desprendida del acantilado. b) *Megapillow* con disyunción columnar radial. c) Bloque formado por un fragmento de *megapillow* situado entre el acantilado y el nivel lávico de la zona intermareal. d) Bloques de lavas con disyunción columnar. e) Detalle de una de las brechas columnares soldadas, mostrando su carácter monomíctico y marcada heterometría.

perpendicularmente al nivel lávico, acompañada en algunos sectores por un diaclasado láminar o lenticular (Fig. 3d). Las columnas son prismáticas (longitud ≤ 8 m) con base exagonal o pentagonal (Ø ≤ 60 cm). Las lavas columnares se prolongan mar adentro pero ya sumergidas bajo el agua.

A ambos lados del nivel columnar emergen bloques de roca de varios metros cúbicos procedentes de la fragmentación de este mismo tramo. Unos bloques están formados por lavas con disyunción columnar (Fig. 3d), pero otros están constituidos por una brecha volcánica monomíctica, clasto soportada, muy heterométrica (clastos centimétricos a métricos) y sin textura en *puzzle*. Parte de los clastos están formados por columnas de lava (longitud ≤ 6 m y Ø ≤ 60 cm) paralelas entre sí (Fig. 3e). Soldados a estos megaclastos y con una orientación y distribución totalmente anárquica, hay fragmentos centimétricos a métricos en los que se reconoce también la morfología columnar (Fig. 3e). Estas brechas, constituidas por fragmentos de columnas prismáticas de lava soldados las hemos denominado brechas columnares soldadas.

Tramo transicional

La zona situada entre el tramo almohadillado y la lava con disyunción columnar, con una longitud aproximada de 15 m, está formada por *pillow lavas* normales y sobre todo *megapillows* que alcanzan hasta 5 m de diámetro, separadas por delgadas películas de material hialoclastítico fino, o soldadas entre sí. Aún en este último caso, las unidades de flujo tubulares son perfectamente identificables por el diaclasado radial, a veces columnar, y concéntrico que presentan. Los tubos y megatubos enraizan lateramente hacia mar adentro en la lava columnar prismática y se digitan en las *pillows* normales y *megapillows* del tramo almohadillado hacia tierra; algunos tubos presentan pequeños tramos canalizados probablemente asociadas al desplome del techo de túneles o cavidades de drenaje.

Las lavas tienen características similares a las del tramo almohadillado, aunque son mucho menos vesiculares. Sin embargo, el tamaño de los tubos y su soldadura les confiere una cierta singularidad. Estas peculiaridades permiten considerarlas como *megapillows* soldadas, según la terminología propuesta por Dimroth *et al.* (1978), aunque difieren de ellas en que éstas presentan diaclasados de tipo radial y concéntrico muy marcados.

Discusión: interpretación de las facies

Las facies presentes en el nivel lávico de la Cala de Meñacoz son básicamente: i) lavas con disyunción columnar, ii) brechas columnares soldadas y iii) tubos de lavas almohadilladas (Fig. 4).

Lavas con disyunción columnar

La disyunción columnar es típica de cuerpos ígneos coherentes (coladas de lava, lagos de lava, domos, *sills*, diques, *necks*, ...) de composición muy variada (basaltos a riodacitas) emitidas en ambientes tanto subaéreos como subacuosos. No obstante, también se forman en algunas ignimbritas y coladas de cenizas y escorias (Cas y Wright, 1988; Juteau, 1993; McPhie *et al.*, 1993; Juteau y Maury, 1997).

En el tramo columnar del afloramiento estudiado no es visible ni el techo ni el muro por estar cubiertos por el mar. No obstante, la orientación de las columnas, perpendicular al paquete lávico y a la disposición de las rocas en que se encuentra intercalado, sugiere que este tramo es concordante, igual que el resto del nivel lávico, con la secuencia sedimentaria y restringe su naturaleza a una colada o a un *sill*. La estrecha relación espacial con *pillow lavas* confirma sin embargo el cáracter efusivo de esta lava.

La textura de las rocas, porfídica con matriz microcristalina, y el tipo de disyunción son característicos de las coladas tabulares, de los lagos de lava o de grandes tubos relacionados con *pillow lavas*. Las columnas paralelas entre sí y con secciones transversales penta-exagonales de igual medida a lo largo de toda su extensión (≤ 8 m) son más frecuentes en las coladas tabulares. En los lagos de lava las columnas suelen ser menos regulares y más o menos rectangulares (McDonald y Abbot, 1970). Las disyunciones de los grandes tubos se disponen de modo radial y la sección transversal de las columnas decrece hacia su interior, igual que sucede en las *megapillows* y *pillows* (McPhie *et al.*, 1993).

Las razones expuestas permiten interpretar el tramo lávico columnar como una colada tabular (Fig. 4a). Disyunciones columnares similares a las observadas en Meñacoz caracterizan además a otras lavas tabulares que afloran en áreas próximas, por ejemplo en Frúniz (Cuevas *et al.*, 1981) (Fig. 1).

Brechas columnares soldadas

Las brechas columnares soldadas resultan del hundimiento gravitatorio parcial o total del techo de túneles existentes en el interior de la colada tabular (Fig. 4b). Las diaclasas columnares comienzan a formarse aproximadamente al 60 % de la temperatura inicial del magma (Jaeger, 1961) y por tanto, para una lava de este tipo, la parte externa de la colada debe alcanzar valores inferiores a los 700° C para desarrollar la disyunción. El desplome debe producirse poco después del drenaje de la lava desde el interior de la colada, cuando las temperaturas en su interior son todavía elevadas y permiten la sinterización de los fragmentos acumulados.

El derrumbamiento del techo de los tubos o túneles de lava es frecuente en ambientes subaéreos. También han sido observados en ambientes submarinos, tanto en lagos de lava (Francheteau *et al.*, 1979) como en coladas tabulares y *pillow lavas* (Wells *et al.*, 1979; Batiza, 1989; Embley y Chadwick, 1994; Bryan *et al.*, 1994). Sin embargo, no tenemos referencia de la existencia de brechas columnares soldadas relacionadas con coladas submarinas, aunque su existencia es posible puesto que en los fondos oceánicos han sido observadas lavas columnares y también desplomes del techo de coladas tabulares (Embley y Chadwick, 1994; Bryam *et al.*, 1994).

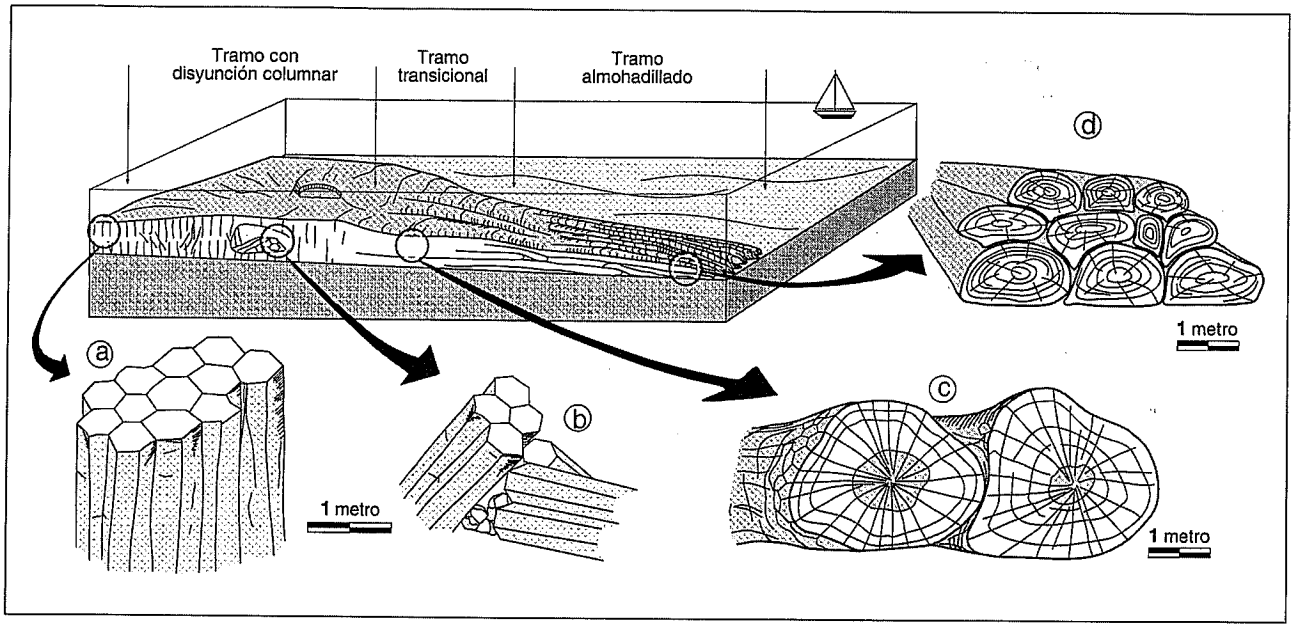


Figura 4.-Bloque diagrama explicando la asociación de facies observada en la Cala de Meñacoz (Barrica, Vizcaya). En la figura se representan además las estructuras características de cada tramo: a) lavas con disyunción columnar; b) brechas con bloques con disyunción columnar asociados a hundimiento gravitatorio de túneles; c) *megapillows* con disyunción columnar radial y diaclasado superficial en caparazón de tortuga; d) lavas almohadilladas.

Pillow lavas

Las lavas almohadilladas de tamaño normal (Ø ≤ 1,50 m) (Fig. 4d) presentan características muy parecidas a las que exhiben las *pillow lavas*, tanto modernas como antiguas, emitidas en ambientes marinos abisales, marinos someros o subglaciales (Wells *et al.*, 1979; Moore *et al.*, 1973; Moore y Schilling, 1973; Jones, 1968; Dimroth *et al.*,1978; Wells *et al.*, 1979; Francis, 1993). Normalmente se relacionan con erupciones subacuosas de caudal moderado o, en algunos casos, se asocian con la terminación de coladas tabulares o lagos de lava (Francheteau *et al.*, 1979; Crane y Ballard, 1980; Walker, 1992; Juteau, 1993; Embley y Chadwich, 1994; Chadwich y Embley, 1994; Juteau y Maury, 1997; Kennish y Lutz, 1998).

Las *megapillows* (Ø > 1,50 m; Fig. 4c) se caracterizan por el excepcional desarrollo de la disyunción radial, a veces columnar, y en menor medida concéntrica. Este tipo de disyunción es similar al de algunas coladas basálticas subaéreas (Waters, 1960) pero también ha sido encontrada en *pillow lavas* cuaternarias subglaciales de Islandia (Jones, 1968) y, aunque en tubos de menor tamaño, en zonas de *rift* intraoceánico actuales (Ballard *et al.*, 1979; Wells *et al.*, 1979). Diversos autores interpretan coladas similares a estas, tanto en estructura como en tamaño, como canales maestros o tubos de alimentación que transportan el fundido desde los focos emisores y lo liberan en el frente de avance de las lavas (Jones, 1968; McPhie *et al.*, 1993; Embley y Chadwich, 1994; Chadwich y Embley, 1994). Dimroth *et al.* (1978) consideran que las *megapillows*, soldadas o individualizadas, representan el tránsito entre las coladas masivas y las coladas de estructura almohadillada.

Análisis de la asociación de facies

La asociación de facies refleja un sistema de distribución de lavas muy parecido al encontrado en las coladas subaéreas de tipo *pahoehoe* (Bryan, 1992; McPhie *et al.*, 1993) (Fig. 4). Las facies lávicas con disyunción columnar representan a una colada tabular emitida directamente desde un foco volcánico o formada por coalescencia de varias coladas adyacentes más pequeñas (¿acumulaciones o lagos de lava?) por medio de la cual la lava accede al afloramiento estudiado (Fig. 4). En esta zona la colada se detiene y se enfría, desarrollando una disyunción columnar en las partes externas pero preservando fundido en su interior. Este fundido se libera en la parte frontal de la colada formando grandes tubos distributarios, representados por las facies del tramo transicional (Fig. 4). La lava de estos tubos se digita en unidades de flujo y enfriamiento cada vez más pequeñas, preservadas en las facies del tramo almohadillado de la zona intermareal y su prolongación en el acantilado y hacia tierra adentro (Fig. 4). En conjunto la colada de *pillow lavas* asociada a la colada tabular tiene una longitud aproximada de 200 m.

El drenaje de la lava que alimenta a los tubos almohadillados en el frente de la colada maestra conduce a la formación de túneles en su interior. El hundimiento gravitatorio de su techo origina las brechas columnares soldadas (Fig. 4). Del mismo modo, el desplome del techo de las cavidades de drenaje en las *pillow lavas* forma pequeños canales de lava. La formación de estos canales puede estar acompañada por *pillow breccias* que en este afloramiento no han sido preservadas.

En la corteza oceánica es común que lavas de diversas morfologías graden unas en otras dentro de una unidad de flujo: las lavas tabulares se situan alrededor del área fuente, las lavas lobuladas se forman en posiciones intermedias y los tubos almohadillados al final de la colada (Kennish y Lutz, 1998). El modelo de facies que presenta el nivel lávico de Meñacoz es muy parecido. Sin embargo, en esta colada el tramo transicional, que hace de nexo en-

tre la zona tabular con disyunción columnar y la almohadillada, tiene una apariencia superficial lobulada, pero resulta del apilamiento de *megapillows* soldadas.

Implicaciones regionales

En la Cordillera Vasco-Cantábrica, los episodios lávicos cretácicos están representados por coladas tabulares masivas, coladas tabulares con disyunción columnar y coladas almohadilladas que afloran normalmente en distintos niveles, a menudo superpuestas unas a otras (Cuevas *et al.*, 1981; Rossy, 1988). Como se deduce de los datos de campo y de simulaciones experimentales, en ausencia de diferencias notables en cuanto a composición de los fundidos, velocidad de enfriamiento y pendiente topográfica, las coladas tabulares representan unos volúmenes de emisión de lava intermedios entre los de las coladas mayores, normalmente columnares, y las coladas almohadilladas (Fink y Griffiths, 1990; Juteau, 1993; Gregg y Fink, 1995; Juteau y Maury, 1997; Kennish y Lutz, 1998). Cuando el caudal emitido en un foco determinado disminuye de forma progresiva, la sucesión de facies en zonas proximales está constituida por lavas columnares, tabulares y almohadilladas. La sucesión inversa se puede dar en focos con aumento progresivo del volumen de emisión. Entonces, la presencia de *pillow lavas* enraizadas directamente en un centro efusivo indica volúmenes de emisión bajos y en consecuencia proximidad al foco eruptivo.

Sin embargo, en algunos afloramientos las coladas tabulares, columnares o no, se sitúan prácticamente en los mismos niveles estratigráficos que las almohadilladas (Cuevas *et al.*, 1981; Rossy, 1988). Diferentes focos activos de forma simultánea pero emitiendo distintos caudales provocan la alternancia espacial de los diferentes tipos de coladas, que pueden incluso llegar a ser coalescentes. La relación observada en Meñacoz sugiere además que algunas de estas coladas tabulares e incluso lagos de lava terminan a veces en lavas almohadilladas cuando se canalizan en tubos con caudal más moderado al final de su recorrido. La presencia de este tipo de *pillow lavas* implica que el caudal de lava emitido en origen desde el foco eruptivo es elevado. En los fondos oceánicos hay coladas tabulares que se desplazan a más de 10 km del eje de la dorsal y cubren cientos de kilómetros cuadrados (Head *et al.*, 1996; Kennish y Lutz, 1998). Las lavas almohadilladas formadas en la parte final de coladas tabulares pueden por tanto estar situadas a una notable distancia del foco emisor.

Conclusiones

La secuencia de facies estudiada en la Cala de Meñacoz confirma que las coladas tabulares submarinas finalizan en ocasiones su recorrido digitándose en coladas tubulares con estructura almohadillada. Las *pillow lavas* no sólo se generan cuando los caudales de efusión son bajos, ni están siempre ubicadas en las cercanías del foco de emisión. En ocasiones están asociadas con sectores distales de coladas tabulares (o lagos de lava) y representan por tanto caudales más elevados; pueden estar además situadas a una distancia notable del foco de emisión.

La asociación de facies estudiada puede equipararse con las encontradas en coladas individuales de los fondos oceánicos actuales y su sistema de distribución es muy parecido al de las coladas *pahoe-hoe* subaéreas.

Las brechas columnares soldadas confieren a este afloramiento una cierta singularidad. Son estructuras resultantes del hundimiento gravitatorio, total o parcial, del techo de túneles de lava que presentan disyunción columnar. Los túneles se forman en el interior de las coladas tabulares a consecuencia de la liberación de fundido en posiciones distales para alimentar a los tubos almohadillados. Este fenómeno ha sido repetidamente observado en los fondos oceánicos y plasmado en fotografías de la cavidad que se genera en el techo de las coladas. Pero no hay referencias de las características de las brechas resultantes del desplome. Estas brechas pueden ser observadas en secuencias submarinas antiguas pero son difícilmente accesibles en formaciones recientes.

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos de Investigación de la Universidad del País Vasco y del Ministerio de Educación y Cultura de España: UPV-130.310-EB 207/96 y PB 97-0612, respectivamente. Los autores agradecen las sugerencias de los Doctores M. Lago, J. P. Calvo Sorando, L. Eguíluz y un revisor anónimo, que han contribuido a mejorar la versión original de este artículo.

Bibliografía

Assorgia, A. y Gimeno, D. (1994): Coeval genesis of pillow lava on the sea floor and under a thin cover of unlithified sediments (and associated formation of peperites). *Geol. Mijnb.*, 72: 363-373.

Ballard, R.D., Holcomb, R.T. y van Andel, T.H. (1979): The Galapagos Rift at 86° W: 3. Sheet flows, collapse pits and lava lakes of the rift valley. *Jour. Geophys.* Res., 84: 5407-5422.

Batiza, R. (1989): Seamount and Seamount chains in the eastern Pacific. En: *Decade of North American Geology, the Eastern Pacific Ocean and Hawaii* (E.L. Winterer, D.M. Hussong y R.W. Decker, Eds.). *Geol. Soc. Amer., Boulder, CO,* 289-306.

Boess, J. y Hoppe, A. (1986): Mesozoischer Vulkanismus in Nordspanien: Rifting im Keuper und Kreide-Vulkanismus anf Transform-Storungen. *Geol. Rundschau,* 75/2: 353-369.

Bryam, W.B. (1992): From pillow lava to sheet flows: evolution of deep sea volcanology. *Oceanus,* 34: 42-50.

Bryam, W.B., Humphris, S.E., Thompson, G. y Casey, J.F. (1994): Comparative volcanology of small axial eruptive centers in the MARK area. *Jour. Geophys. Res.*, 99: 2973-2984.

Cas, R.A.F. y Wright, J.V. (1988): *Volcanic Sucessions, 1rd ed.* Unwin Hyman, London, 528 p.

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

Chadwick, W.W. Jr. y Embley, R.W. (1994): Lava flows a mid -1980s submarine eruption on the Cleft segment, Juan de Fuca Ridge. *Jour. Geophys. Res.*, 99: 4761-4776.

Ciry, R., Rat, P., Manguin, J., Feuillee, P., Amiot, M., Colchen, M. y Delance, J. (1967): Reunion extraordinaire de la Société Géologique de France, des Pyrénées aux Asturies.

C.R. somm. Soc. Geol. France, 9: 389-444.

Crane, K. y Ballard, R.D. (1980): The Galapagos Rift at 86°W: 4. Structure and morphology of hydrothermal fields and their relationships to the volcanic and tectonic processes of the rift valley. *Jour. Geophys. Res.*, 85: 1443-1454.

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

Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M. y Sanschagrin, Y. (1978): Structure and organization of Archean basalts flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 15: 902-918.

Embley, R. W. y Chadwick, W.W. Jr (1994): Volcanic and hydrothermal processes associated with a recent phase of seafloor spreading at the northern Cleft segment: Juan de Fuca Ridge. *Jour. Geophys. Res.*, 99: 4741-4760.

Ente Vasco de la Energía (E.V.E.) (1995): *Mapa Geológico del País Vasco,* E: 1/100.000, 1ª ed. E.V.E. Bilbao, 345 p.

Fink, J.H. y Griffiths, R.W. (1990): Radiola spreading of viscous-gravity currents with solidifying crust. *Jour. Fluid Mech.*, 223: 485-509.

Francis, P. (1993): *Volcanoes: a planetary perspective, 1rd ed.* Clarendon Press, Oxford, 443 p.

Francheteau, J., Juteau, T. y Rangan, C. (1979): Basaltic pillars in collapsed lava-pools on the deep ocean floor. *Nature,* 281: 209-211.

Gregg, T.K.P. y Fink, J.H. (1995): Quantification of submarine lava-flow morphology through analog experiments. *Geology,* 23: 73-76.

Griffiths, R.W. y Fink, J.H. (1992a): The morphology of lava flows in planetary enviroments: predictions from analog experiments. *Jour. Geophys. Res.*, 97: 19739-19748.

Griffiths, R.W. y Fink, J.H. (1992b): Solidification and morphology of submarine lavas: a dependence on extrusion rate. *Jour. Geophys. Res.*, 97: 19729-19737.

Head III, J.W., Wilson, L. y Smith, D. (1996): Mid ocean ridge eruptive vent morphology and substructure: evidence for dike widths, eruption rates and evolution of eruptions and axial volcanic ridges. *Jour. Geophys. Res.*, 101: 28265-28280.

Jaeger, J. (1961): The cooling of irregularly shaped igneous bodies. *Amer. Jour. Sci.*, 259: 721-733.

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.

Jones, J.G. (1968): Pillow lava and Pahoehoe. *Jour. Geol.*, 76: 485-488.

Juteau, T. (1993): Le volcanisme des dorsales océaniques. *Mém. Soc. Geol. France,* 163, 81-98, APBG, 1993, n° spéc., 81-98.

Juteau, T. y Maury, R. (1997): *Géologie de la croûte océanique.* Masson, Paris, 367 p.

Kennish, M.J. y Lutz, R.A. (1998): Morphology and distribution of lava flows on mid-ocean ridges: a review. *Earth Sci. Reviews,* 43: 63-90.

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

Londsdale, P. (1977): Abyssal pahoehoe with lava coils at the Galapagos Rift. *Geology,* 5: 147-152.

McDonald, G. y Abbot, A. (1970): *Volcanoes in the Sea. The Geology of Hawaii, 1rd ed.* Univ of Hawaii Press, Honolulu, 441 p.

McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. (1993): *Volcanic Textures, 1rd ed.* CODEX Key Centre, University of Tasmania, 198 p.

Meschede, M. (1985): The geochemical character of volcanic rocks of the Basco-Cantabrian Basin, Northestern Spain. *N. Jb. Geol. Palaont.* Mh., 2: 115-128.

Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M. y 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.

Moore, J. G., Phillips, R. L., Grigg, R. W., Peterson, D. W. y Swanson, D. A. (1973: Flow of lava into sea, 1969-1971, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 537-546.

Moore, J.G. y Schilling, J.G. (1973): Vesicles, water and sulphur in Reykjanes Ridge basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41: 105-118.

Rat, P. (1959): *Les Pays Crétacées basco-cantabriques.* Tesis Doctoral. Publ. Univ. Dijon, XVIII, 525 p.

Rossy, M. (1988): *Contribution a l' étude du magmatisme Mesozoique du domaine Pyrenéen.* Tesis Doctoral, Univ. Franche-Comte, 368 p.

Walker, G.P.L. (1992): Morphometric study of pillow size spectrum among pillow lavas. *Bull. Volcanol.*, 54: 459-474.

Waters, A.C. (1960): Determining direction of flow in basalts. *Amer. Jour. Sci.*, 258-A: 350-366.

Waters, J.C. y Wallace, D.B. (1992): Volcanology and sedimentology of the host succession to the Hellyer and Que River volcanic-hosted massive sulfide deposits, northwestern Tasmania. *Econ. Geol.*, 87: 650-666.

Wells, G., Bryan, W.B. y Pearce, T.H. (1979): Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. *Jour. Geol.*, 87: 427-440.

Yamagishi, H. (1985): Growth of pillow lobes - evidence from pillow lavas of Hokkaido, Japan, and North Island, New Zealand. *Geology,* 13: 499-502.

Yamagishi, H. (1987): Studies on the Neogene subaqueous lavas and hyaloclastites in southwest Hokkaido. *Rep. Geol. Surv. Hokkaido,* 59: 55-117.

Manuscrito recibido el 11 de Noviembre de 1999
Aceptado el manuscrito revisado el 15 de Marzo de 2000