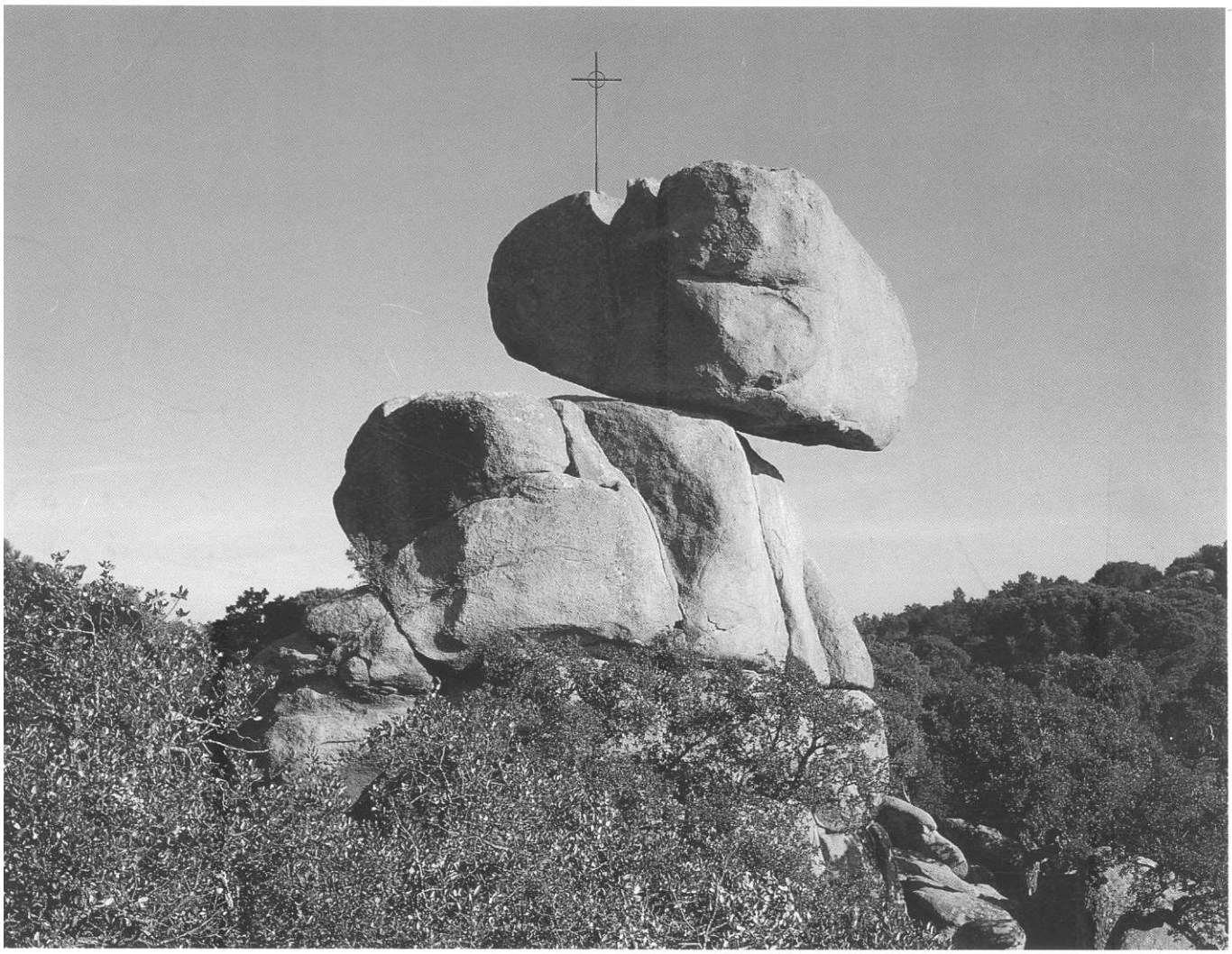
Sociedad Geológica de España - Universitat de Girona

Comunicaciones de la III Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico

Girona, Septiembre de 1997



Lluís Pallí - Jordi Carreras (Editores)

Universitat de Girona

Diputació de Girona

Sociedad Geológica de España • Universitat de Girona

Comunicaciones de la III Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico

Girona, Septiembre
de 1997

Lluís Pallí - Jordi Carreras
(Editores)

Universitat de Girona

Diputació de Girona

COMITÉ ORGANIZADOR DE LA III REUNIÓN NACIONAL DE LA COMISIÓN DE PATRIMONIO GEOLÓGICO

Lluís Pallí-Jordi Carreras (Coordinadores)
Ignasi Capellà-Carles Roqué (Secretaría)
Beatriz Azanza
David Brusi
Elena Druguet
Juan José Durán
Alfredo Pérez González

 I.S.B.N.: 84-88762-84-4

Zona volcánica catalana

A. Pujadas. L. Pallí, I. Capellà. D. Brusi y C. Roqué

Àrea de Geodinàmica. Dept. de Ciències Ambientals. Universitat de Girona. Hospital, 6. 17071-Girona

Introducción

Esta excursión pretende ofrecer una visión esquemática y puntual de uno de los rasgos principales de la geología del noreste de la Península Ibénca, como es el vulcanismo neógeno-quaternario de la Zona Volcánica Catalana (ZVC). En concreto se plantea un recorrido, por el Parque Natural de la Zona Volcánica de la Garrotxa (PNZVG), que muestre los rasgos más significativos del vulcanismo reciente de la Península Ibérica.

Generalidades

Situación geográfica y geológica

Los afloramientos volcánicos de la ZVC se localizan en las comarcas del Alt y Baix Empordà, de la Selva, del Girones y de la Garrotxa.

El Empordà es una depresión de hundimiento situada entre el Pirineo (al norte), el Sub-pirineo - Sierra Transversal (al oeste), el sistema Mediterráneo (al sur) y el mar Mediterráneo (al este), la cual se halla dividida por el macizo del Montgrí dando lugar al Alt y Baix Empordà. Los materiales del paleógeno y neógeno rellenan la depresión y entre ellos encontramos algunos afloramientos de rocas volcánicas.

La depresión de la Selva forma una amplia llanura que separa los relieves Montseny-Guilleries de las Gavarres. Los materiales de relleno de la depresión son básicamente detríticos de edad pliocena. En los márgenes de la depresión, donde la potencia de los matenales pliocenos es escasa, las manifestaciones volcánicas se localizan, en muchas ocasiones, sobre las mismas rocas que forman el zócalo granítico y metamórfico.

Por último se localizan unos 40 edificios volcánicos en la Serralada Transversal (Girones y Garrotxa) repartidos entre la zona de la cuenca alta del río Fluvià (Zona Volcànica de la Garrotxa) y la cuenca media del río Ter (Puig de la Banya de Boc y Puig de Adri, entre otros).

El itinerario que se presenta se centra sólo en la zona de la Garrotxa y concretamente en la cuenca alta del río Fluvià y de su afluente el Ser.

Elementos generales

a) Encuadre del vulcanismo

El vulcanismo de la zona es de tipo intraplaca, asociado a fenómenos de tectónica distensiva que provocan la formación de un rift embrionario en el interior de la placa Eurasiática (Araña *et. al.,* 1983). Esta estructura se extiende a lo largo de 1100 km., desde la fosa del Rin hasta el sudeste de la Península Ibérica, y se mantiene activa desde el final del Eoceno hasta la actualidad (Ziegler. 1992). En efecto, durante el neógeno y el cuaternario, el Mediterráneo occidental se ve afectado por una tectómca extensional que provoca la formación de fosas (Empordà y Selva) y grabens (Gavarres y Guilleries), gracias a una serie de fallas normales principales, de orientación noroeste-sudeste, a las cuales se asocian las manifestaciones volcánicas.

b) Edad del vulcanismo

La actividad volcánica reciente empieza en el Neógeno y perdura hasta la actualidad, hace tan solo 9500 años (Guerin *et. al.,* 1985). Tradicionalmente los afloramientos volcánicos neógeno-cuaternarios se agrupan, tanto a nivel geográfico como cronológico, en tres grandes unidades: Empordà, Selva y Garrotxa-Gironès. Las dataciones muestran como el fenómeno volcánico se desplaza desde el Empordà hacia la Selva para focalizarse finalmente en la zona de la Garrotxa-Gironès. En esta última se localiza la mayor concentración de edificios volcánicos bien conservados; en la Selva y el Empordà solamente se encuentran afloramientos de coladas y chimeneas erosionadas que en muchas ocasiones están recubiertos por sedimentos.

c) Tipos de magmas

Los magmas que dan origen al vulcanismo de la ZVC son esencialmente de composición básica con predominio de los basaltos sobre las basanitas con leucita o analcima (Montoto y Esbert, 1967; Toumon, 1969; Coy *et. al.,* 1974; Araña *et. al.,* 1983; Lopez-Ruiz y Rodriguez-Badiola, 1985). Cabe destacar, asimismo, la existencia, en el Alt Empordà, de pequeños afloramientos de rocas volcánicas de composición más àcida: traquitas en Vilacolum y Arenys de Empordà y traquitandesitas en Torroella de Montgrí (Pallí y Roqué, 1996a y b).

Estos magmas ascienden ininterrumpidamente en forma de bolsas desde las zonas mantélicas, hasta conseguir alcanzar la superficie. Los volcanes son monogenéticos (una única erupción) y se asocian a periodos cortos de actividad. En algunos depósitos volcánicos se encuentran xenólitos de olivino (Puig de la Banya de Boc o Puig d'Adri) o de augita (Roca Negra), arrastrados desde el manto. En los volcanes de la Garrotxa, a partir de estos xenólitos, se han calculado velocidades medias de ascenso de los magmas de unos 0,2 m/s (Martí *et. al.,* 1992).

d) Tipos de actividad eruptiva y materiales volcánicos

En la mayoría de los edificios volcánicos se aprecian las distintas y sucesivas fases explosivas y efusivas que se generan durante la erupción.

Las fases eruptivas explosivas presentan, con frecuencia, alternancias de actividad estromboliana y

freatomagmática (Cairat y Santa Margarita, entre otros).

Las fases explosivas estrombolianas, producto de la desgasificación del propio magma, dan lugar a numerosos conos de escoria con bombas, bloques, lapilli y cenizas. En la mayoría de los conos es posible identificar un único cráter (Montsacopa, Croscat y Aiguanegra) o vanos cráteres (Garrinada). Su morfología pueden ser circular (Montsacopa) o bien desbocada por la salida de un flujo de lava en la fase final de la erupción (Croscat, Aiguanegra, Bisaroques y Puig de la Costa).

Las fases explosivas freatomagmáticas. debidas a la interacción del magma con agua subterránea, se caracterizan por el elevado grado de explosividad y la formación de flujos piroclásticos que pueden viajar a velocidades supersónicas. Los depósitos asociados a estas fases freatomagmáticas se reconocen básicamente porqué son materiales fragmentarios de tamaño comprendido entre cenizas y bloques; composicionalmente están formados por fragmentos del magma (fragmentos juveniles) y fragmentos de las rocas que rodean el conducto volcánico en la zona de interacción agua-magma (fragmentos líticos); y porqué, además, presentan con frecuencia estructuras sedimentarias de alto régimen.

Las fases eruptivas efusivas, producto de magmas muy desgasificados, normalmente se asocian a los últimos estadios de la erupción. Estas fases se caracterizan por la salida de coladas de lava que fluyen siguiendo las zonas más deprimidas formando los típicos ríos de lava. Estos flujos pueden ser del tipo *pahoehoe.* con sus características superficies lisas, o *aa,* con superficies mucho más rugosas (colada del Croscat en la zona de la Fageda d'en Jordà y Bosc de Tosca). Los flujos de lava una vez enfriados reciben también el nombre de coladas de lava y son cuerpos compactos de roca que en la mayoría de los casos presentan diferentes tipos de disyunción (básicamente columnar y en losas) debido a la contracción que sufre la lava líquida en el momento de su enfriamiento. Las coladas de magma básico son muy fluidas y por tanto capaces de recorrer grandes distancias antes de solidificarse. En la Garrotxa algunas tienen una longitud que supera la docena de kilómetros (Pallí, 1981). Su emplazamiento en los valles produjo la obstrucción de los cauces fluviales y la formación de lagos de represa que posteriormente se han colmado de diferentes espesores de sedimentos. Una de estas zonas es "la Vall d'en Bas", en la cabecera del río Fluvià, la cual fue obstruida por las coladas basálticas procedentes del volcán Croscat.

Valores del patrimonio geológico

La ZVC es una de las regiones volcánicas europeo-continentales más importantes, junto con la de Eiffel (Alemania) y Auvernia (Francia). En la provincia de Girona se localizan casi la totalidad de sus edificios y afloramientos (Pallí. 1981; Pallí y Roqué. 1995, 1996a. 1996b).

Esta zona volcánica constituye un patrimonio geológico singular tanto desde el punto de vista puramente científico como social. Se trata, por su juventud. del sector volcánico mejor conservado de la Península Ibérica lo que permite estudiar con facilidad las diferentes manifestaciones volcánicas que en él tuvieron lugar. Además, proporciona una esplendida perspectiva del vulcanismo de intraplaca, en una zona geográficamente reducida, con una concentración notoria de edificios volcánicos y una amplia gama de tipos de depósitos, algunos de ellos excepcionales. Es importante tener en cuenta que este vulcanismo no es un hecho geológico aislado sino que se enmarca, como hemos dicho, en una estructura mucho mas amplia (rift europeo) y se relaciona con otras zonas volcánicas europeas, sin duda mejor conocidas y estudiadas.

Por otra parte el paso anual por estas tierras de miles de estudiantes de enseñanza primaria, secundaria y universitaria, así como el gran porcentaje de visitantes de diversos países dan fe del alto valor pedagógico, cultural y lúdico de esta región.

Amenazas que afectan al patrimonio

El *Pla d'Espais d'Interés Natural* (PEIN) de la Generalitat de Catalunya protege, con algunas excepciones la gran mayoría de los edificios y materiales volcánicos. La colada piroclástica del Volcán Puig d'Adri, uno de los pocos ejemplos de este tipo de depósitos volcánicos; algunos edificios freatomagmáticos de la *Vall de Llémena* o los afloramientos de traquitas de la zona de Vilacolum quedan excluidos, sin embargo, de dicha protección.

La Zona de la Garrotxa fue declarada Parque Natural el año 1982 después de una intensa campaña de salvaguarda de los volcanes en contra de las extracciones mineras de lapilli. Existen varios proyectos, algunos de ellos ya ejecutados (cantera del volcán Croscat), de restauración y acondicionamiento de afloramientos de interés geológico, así como un intento de focalización de la gran masa de visitantes a los afloramientos menos frágiles. Sin duda se trata de la zona, debido al carácter geológico del parque natural, donde el patrimonio natural geológico está mejor resguardado.

Itinerario

Localización general

Los volcanes del PNZVG se sitúan en la Cordillera Transversal Catalana, sistema de sierras que se extiende desde el Subpirineo (al norte) hasta el sistema Mediterráneo (al sur) y que separa la Depresión Central Catalana (al oeste), de la Depresión del Empordà (al este). Los materiales que forman esta cordillera son rocas sedimentarias, básicamente areniscas, calizas, margas y conglomerados, todas ellas de edad paleógena.

Las paradas previstas en la excursión se ubican a lo largo de la cuenca del río Fluvià (paradas 1, 2, 3 y 8) y en el valle de Santa Pau (parada 4, 5, 6 y 7), todas ellas situadas dentro de un radio no superior a los 6 km de la ciudad de Olot (Fig. 1).

Los pnncipales accesos a esta son las carreteras N-260 por el este y C-152/153 por el oeste. Siguiendo la carretera N-260 Girona - Banyolas - Olot, a la altura del pueblo de Sant Jaume de Llierca, se encuentran los primeros afloramientos de las coladas de lava provenientes de los volcanes de la zona de Olot (Fig. 2). A

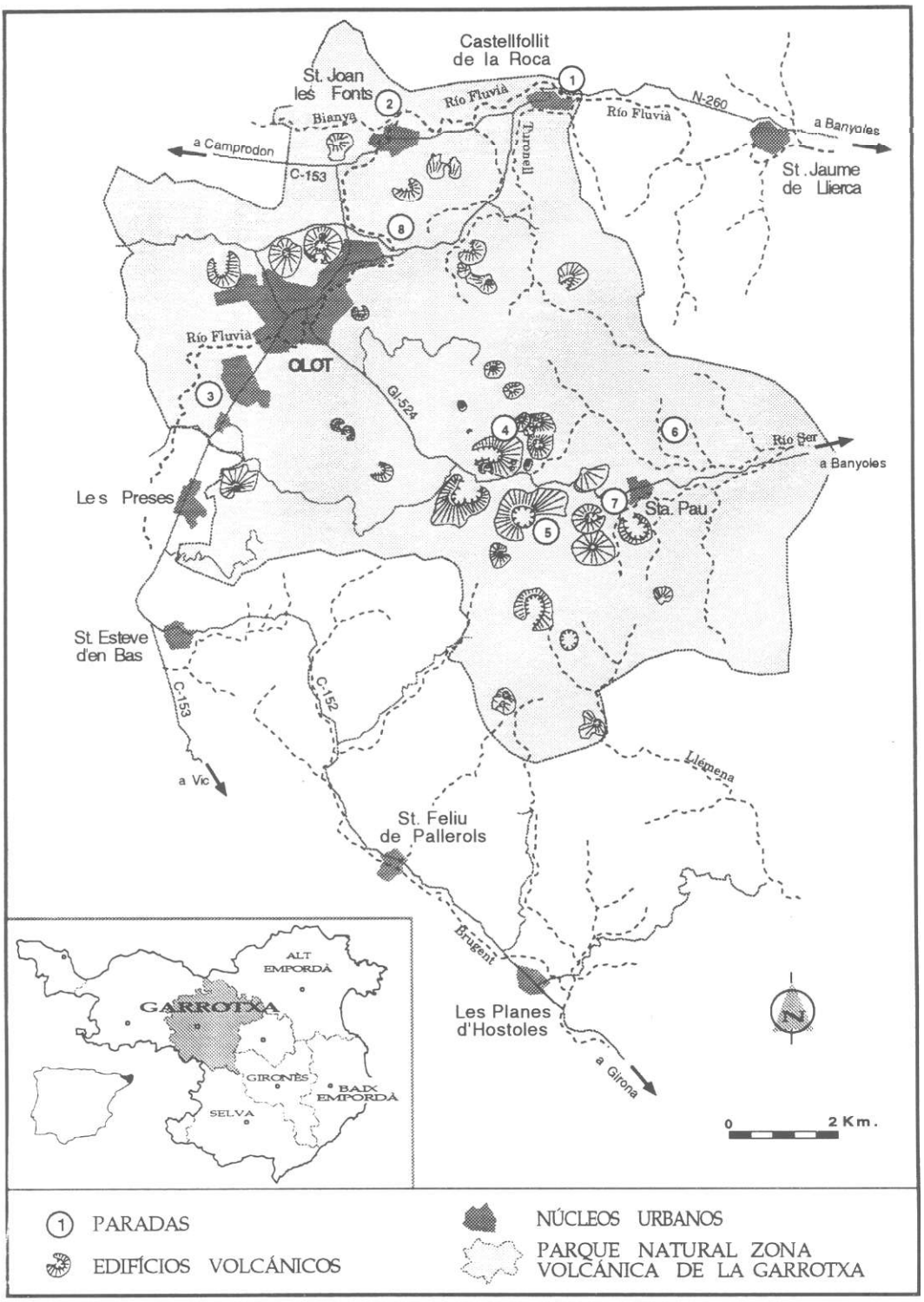


Figura 1. Situación de las paradas del itinerario.

sólo 3 km se encuentra la primera parada, justo antes de entrar al pueblo de Castellfollit de la Roca.

Para llegar a la parada 2, al lado de la Iglesia de Sant Joan les Fonts (el Boscarró), será necesario desviarse de la N-260 después del pueblo de Castellfollit en dirección a la Vall de Bianya. El afloramiento se encuentra en el lecho de la riera de Bianya y se accede a él por un camino situado al lado este de la iglesia.

En el sector del Bosc de Tosca (parada 3), al sur de la ciudad de Olot. se encuentran varios hornitos. El acceso a esta zona, situada entre los términos municipales de Olot y Les Preses, es posible por la carretera C-152.

Los volcanes Croscat (parada 4) y Santa Margarita (parada 5) son los más visitados del PNZVG y llegar a ellos no conlleva ningún problema, pues están bien señalizados. Para visitarlos es necesario dirigirse al pueblo de Santa Pau desde Olot por la carretera GI-524. Antes de llegar se encuentran amplios aparcamientos desde donde se puede alcanzar, caminando, los principales afloramientos.

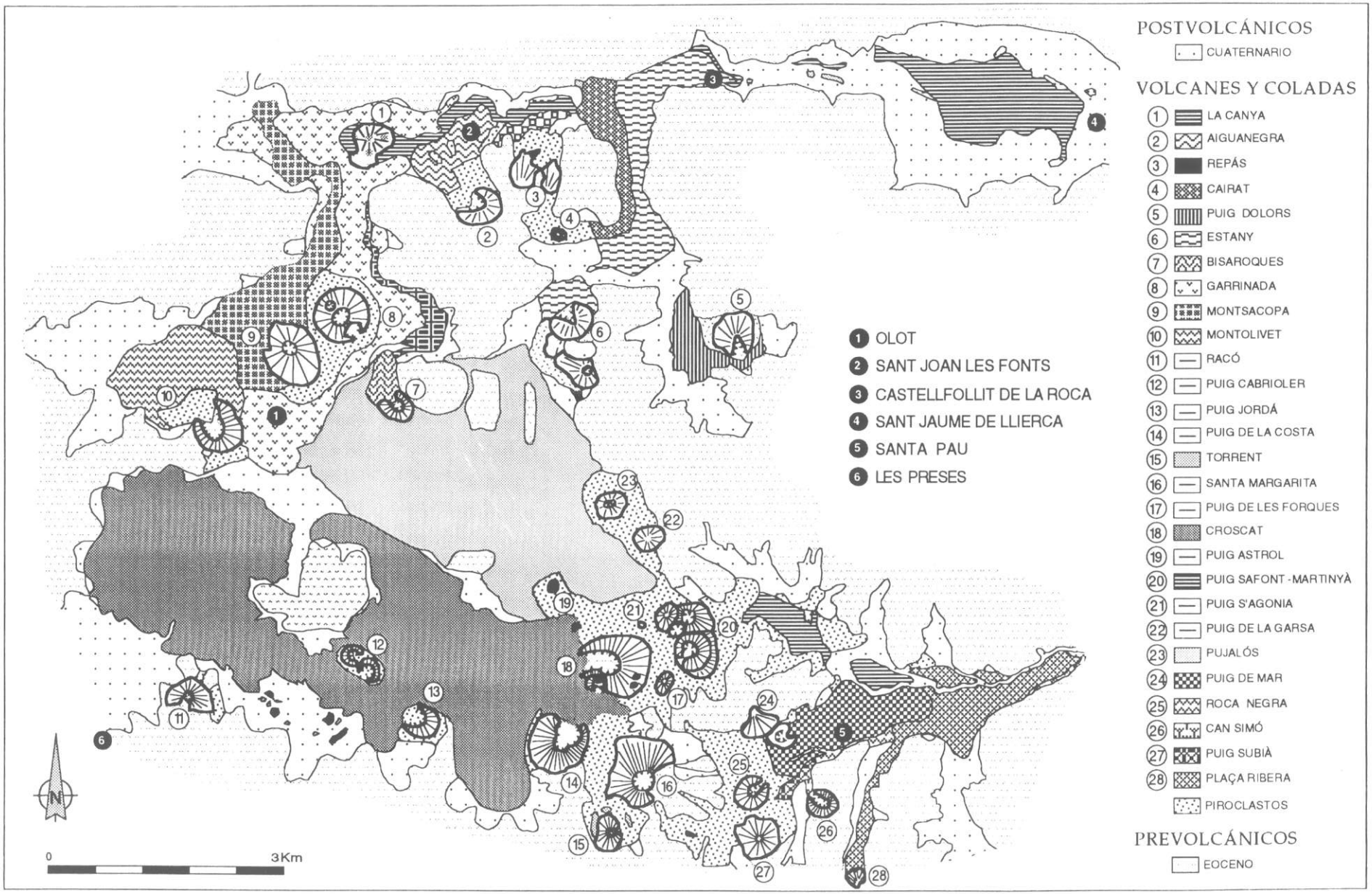


Figura 2: Esquema geológico de la Zona Volcánica de la Garrotxa (modificado de Pallí, 1981).

A la parada 6, en el Pla de les Tries, se puede llegar por la carretera que tiene su inicio en el vecindario de las Forques (zona Croscat). A unos 3 km de su inicio se encuentra una fuente (Font del Consol) al lado del vecindario de Sant Martí, desde dónde se accede al afloramiento.

En las paradas opcionales 7 y 8 se proponen visiones panorámicas. En la siete, desde la zona del vecindario de Puig de Mar, antes de llegar al pueblo de Santa Pau, en el Km. 8,5 de la GI-524; en la ocho, desde la colina Puig de St. Cosme, a la que se accede por una pista que parte del Km. 82 de la N-260.

Parada 1: Columnata de Castellfollit de la Roca

Localización

Castellfollit de la Roca se sitúa sobre la superposición de dos coladas basálticas que descansan sobre areniscas y margas eocénicas. Una parte del pueblo se asienta sobre unas espectaculares paredes verticales que sobrepasan en algunos puntos los 60 m de altura y que están sometidas a un proceso de degradación constante. La observación general del acantilado se puede realizar desde la carretera N-260, Km. 45, al lado del parador Mont-Roc, o descender hasta el lecho del río Fluvià para realizar una observación de detalle.

Descripción

Las lavas fluidas procedentes del oeste (Batet y Olot) se emplazaron en los antiguos lechos fluviales del Fluviá y del torrente Turonell. La acción erosiva posterior de estos cursos de agua, ha construido un gran escarpe que pone al descubierto la estructura interna de dichas coladas. Esta erosión, aún hoy dia activa, se focaliza justo en los límites de las coladas con el substrato sedimentario. La erosión diferencial de estos materiales sedimentarios, menos resistentes, fíente a los basaltos que forman las coladas, ha dado origen al prominente acantilado (Fig. 3).

Esta espléndida sección deja al descubierto la secuencia de dos coladas de lava separadas por un nivel de lapilli (Fig. 4) (Palli y Trilla. 1976). La colada inferior de 9 m de potencia proviene de la zona de Olot-Batet y llega hasta las inmediaciones de Sant Jaume de Llierca, siguiendo el curso del Fluviá (en algunos tramos ha estado parcialmente erosionada o recubierta por sedimentos). Descansa directamente sobre una antigua terraza cuaternaria de unos 4 m de potencia. La colada superior se sobrepone a la antenor descendiendo por el río Turonell procedente del sector sur de Begudá. Su edad fue determinada por el método geocronológico del potasio-argón y estabecida en 0,11 millones de años (Donville. 1973).

Ambas coladas están separadas por un nivel de lapilli en el que se desarrolló un paleosuelo. Ello nos indica un lapso de tiempo importante entre la deposición de una y otra colada.

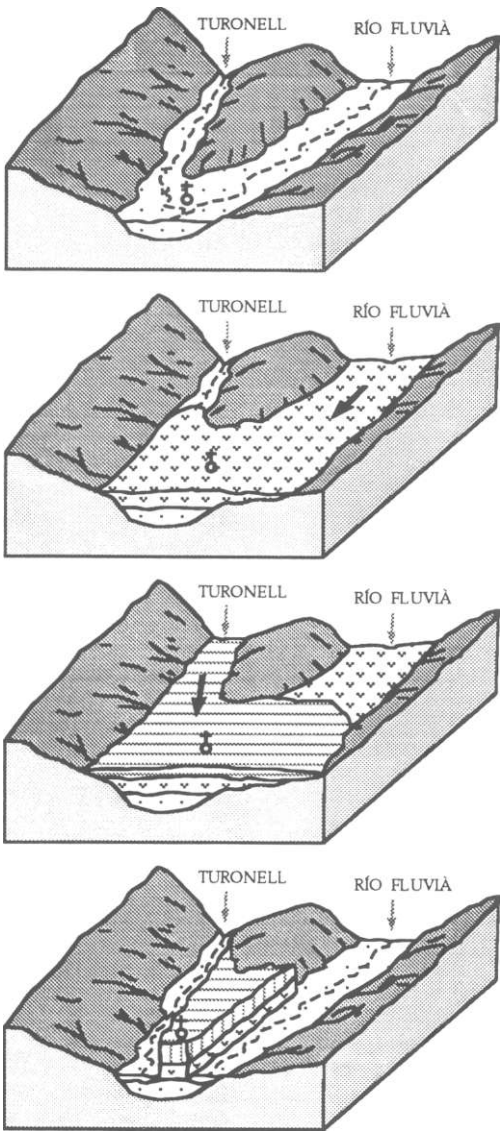


Figura 3. Esquema de la formación de la columnata basáltica de Castellfollit de la Roca.

Parada 2: Bosquerró (Sant Joan les Fonts)

Localización

El camino que se encuentra al lado de levante de la iglesia de Sant Joan les Fonts conduce hasta la antigua cantera del Bosquerró, situada entre los ríos Fluviá y Bianya, donde se explotaba el basalto. Los afloramientos de la zona son producto de la erosión producida por estos dos ríos que confluyen unos metros aguas abajo.

Antes de llegar a la cantera, un camino a la derecha desciende hasta el lecho del río Fluvià, lugar donde se encuentra una pequeña presa y donde puede observarse uno de los más interesantes afloramientos volcánicos de esta región.

Descripción

Las observaciones se centran en la zona del lecho del río Fluvià y en la cantera del Bosquerró.

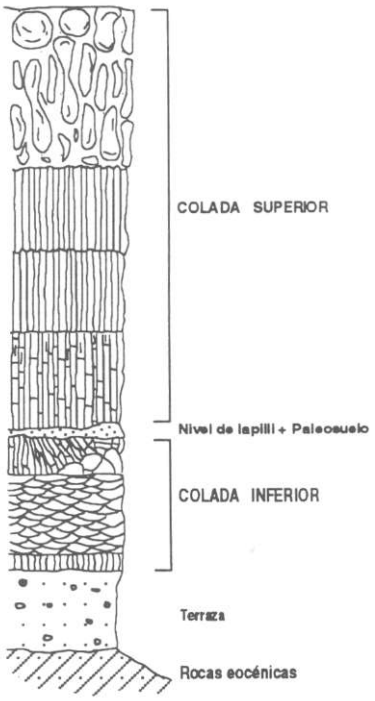


Figura 4. Columnata basáltica de Castellfollit de la Roca (Pallí y Trilla, 1976).

a) Zona del lecho: La erosión del rio Fluviá nos permite observar la superposición de tres flujos de lava que han sido determinados a partir del estudio de sus características paleomagnéticas (Guardia, 1964). La colada inferior, con disyunción esferoidal, aflora en la zona de la presa y en el lecho del río. Se atribuye su origen a los antiguos volcanes de la zona de Batet y llega hasta las inmediaciones de Sant Jaume de Llierca por el cauce del río Fluviá. Por encima de ésta se encuentra una segunda colada intermedia, que presenta básicamente disyunción en losas, aunque en la base se observa una cierta disyunción columnar. Sobre ella se dispone una tenaza fluvial que varía de potencia a lo largo de la sección, desde algunos metros hasta casi desaparecer. Finalmente se encuentra la última colada que proviene de los volcanes de la zona de Olot. En el acceso a esta zona se pueden ver las secciones horizontales de las losas y las columnas de la colada intermedia. La secciones individualizadas de cada una de las losas y columnas dibujan unos pentágonos y hexágonos casi perfectos, parecidos a los que se desarrollan en el proceso de desecación de una zona fangosa. También en esta zona, se observa un túmulo, producto del abombamiento de la lava y relacionado con la formación incipiente de un hornito.

b) Zona de la cantera: Su explotación ha dejado al descubierto la estructura interna de la colada superior que ya se ha observado en la zona del lecho (Fig. 5). Se pueden distinguir los tipos básicos de disyunción: columnar y en losas. La disyunción es producto de la contracción que sufre el flujo de lava líquida al enfriarse: el desarrollo de un tipo u otro de disyunción dependerá de la rapidez de enfriamiento. La disyunción columnar, con la disposición de las fracturas perpendiculares a la superficie por donde circula, se asocia a un enfriamiento lento de la masa magmática. En el caso contrario, un enfriamiento más rápido, la fracturación se dispone paralela a la superficie y da lugar a la disyunción en losas. En algunos casos se observa disyunción bolar, que normalmente se desarrolla en las zonas más externas de la colada, asociada a la infiltración lenta de humedad a través de las fracturas dando lugar a una progresiva escamación esferoidal.

En los bloques de la parte superior se observan vesículas, debidas a las burbujas de gas atrapadas durante el enfriamiento de la lava, que se orientan según la direcció de emplazamiento de la colada (este-oeste).

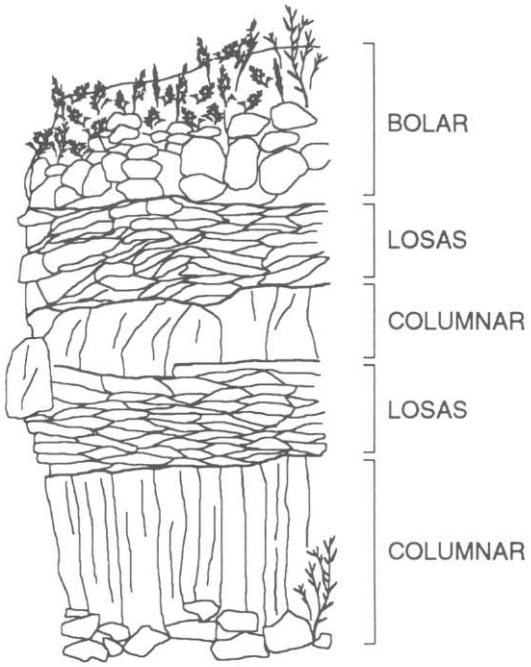


Figura 5. Tipos de disyunción en la cantera del Bosquerró.

Parada 3: Hornitos del Bosc de Tosca (Olot - Les Preses)

Localización

En el Bosc de Tosca, al suroeste de la ciudad de Olot, se conserva un conjunto de hornitos, a modo de pequeñas colinas, la mayoría con nombre propio, que aún no han desaparecido por la explotación urbanística del sector

Es posible visitar los más interesantes, el Puig d'en Pares y el Puig Velló, accediendo por el camino que paite de frente Can Massot (Km. 47 de la C-152) A pocos metros se encuentra la antigua carretera Olot - Les Preses y, en dirección a Olot, a unos 100 m, se halla el Puig d'en Pares, al lado de un almacén de butano.

Continuando, por esta carretera, hasta llegar a la calle de Sant Feliu y luego torciendo por la calle de Cádiz, se llega a un puente Antes de cruzado, se encuertra una pista a mano izquierda que conecta con el carril-bici Girona - Olot. A unos 100 m en dirección sur, se halla el Puig Vello.

Descripción

La superícies de los flujos de lavas pueden presentar diversas morfologías, bien por las peculiaridades físicas de la propia lava *(pahoehoe, aa)* o como consecuencia de las características de los terrenos donde se emplza *(blisters. ridges*, hornitos). Los hornitos, dentro de este último grupo, son pequeños conos de escorias sin raíz de varios metros de altura

Se originan cuando un flujo de lava se deslía por encima de una superfície saturada de agua (Cas y Wright 1987). La temperatura de la roca fundida, vaporiza el agua y este vapor, en forma de burbujas, escapa atravesando la capa de lava. La salida al exterior del gas produce, en la superície del flujo semiconsolidado, la formadón de incipientes fenómenos explosivos dando lugar a pequeños conos de escorias (Fig. 6).

La colada del volcán Crosca, del tipo *aa,* descendió en dirección oeste hacia el valle del Fluvià, obstruyendolo. Al emplazarse sobre los terrenos saturados de agua del antiguo lecho del río. dió lugar a la formación de numerosos hornitos que llegan a alcazar alturas de 30 m. En algunos casos estos pequeños conos de escorias presentan un diminuto cráter, en otros, como el Puig d'en Parés y el Puig Velló, carecen de él.

Figura 6. Sección de una colada de lava con la formación de un hornito.

Parada 4: Volcán Croscat (Santa Pau)

Localización

El acceso a los afloramientos más interesantes y más visitados del volcán Croscat está restringido a los vehículos a motor. Será necesario dejar el coche en el aparcamiento situado al lado del restaurante Santa Margarita (Km. 6,5 de la GI-524) y caminar durante unos 10 minutos para acceder a una antigua zona de extracción de lapilli, hoy restaurada con fines pedagógicos (Fig. 7).

Descripción

El Croscat es un edificio volcánico de tipo cono de escorias formado por una erupción estromboliana. El cono tiene forma de herradura por el sector oeste, a causa de la salida de un importante flujo de lava emitido en una fase efusiva tardía. La datación de esta colada, en la zona de las fuentes de Sant Roc por el método de termoluminiscencia. le asigna una edad de tan solo unos 15.000 años (Guerin *et. al.,* 1985).

Se trata del volcán más alto de la península ibérica, con una altura máxima de 186 m. Presenta una sene de conos adventicios, algunos de los cuales se pueden observar, al pie del flanco este del edificio, durante el trayecto hacia la cantera.

La antigua extracción ha dejado al descubierto la parte interna del volcán, permitiendo observar la estructura de los materiales piroclásticos que lo forman La superposición de capas de lapilli (localmente llamada greda) y ceniza volcánicas con algunas bombas dispersas, marcan una serie de estratos o niveles. Estos aumentan de cabuzamiento hacia las partes más externas del cono debido a la progresiva verticalización de las pendientes del volcán durante su desarrollo.

Los materiales piroclásticos de la zona más interna presertan una coloración rojiza debido a la alteración producida por la salida de gases calientes en las últimas fases de formación del cono volcánico.

Parada 5: Volcán Santa Margarita (Santa Pau)

Localización

Al igual que en caso del Croscat, el volcán Santa Margarita recibe una gran cantidad de visitantes y el acceso sólo es posible a pie. En la carretera GI-524 (Km. 6,5) se encuertra un amplio aparcamiento y desde allí una pista, bien señalizada llega hasta el borde del cráter del volcán (Fig. 7). En el interior del cráter se encuertra una ermita románica

Descripción

El volcán Santa Margarita seguramente uno de los mas conocidos de la ZVC, preserta un falso cráter circular. Se trata de un cráter adosado a un relieve eocénico y por tanto parte del supuesto labio del cráter está formado por rocas sedimentarias.

Durante la erupción que generó el cono volcánico se sucedieron lases estrombolianas y fases freatomagmáticas. En el ascenso al cráter del volcán se pueden observar diversos afloramientos de los depósitos generados en estas distintas foses eruptivas. En el caso de sus productos estrombolianos, los depósitos de escorias, son muy parecidos a los expulsados por el Crosca, aunque la vesiculación presente en los fragmentos de magma es menor. Los productos freatomagmáticos se caracterizan por la presencia de fragmentos líticos (básicamente areniscas rojas) mezclados con los fragmentos juveniles. Los líticos fueron arrancados de las paredes del conducto, por donde ascendía el magma por las explosiones producidas debido a la interacción del magma con agua subterránea.

En algunos afloramientos del sector oeste del volcán, sus depósitos se encuentran recubiertos por matenales piroclásticos procedentes del volcán Crosca. El contacto es neto sin evidencias del desanollo de un suelo, antes del emplazamiento de los materiales del Crosca. Considerando la facilidad de alteración de los depósitos piroclásticos, es evidente que el tiempo transcurrido entre las erupciones de los dos volcanes fue relativamente corto.

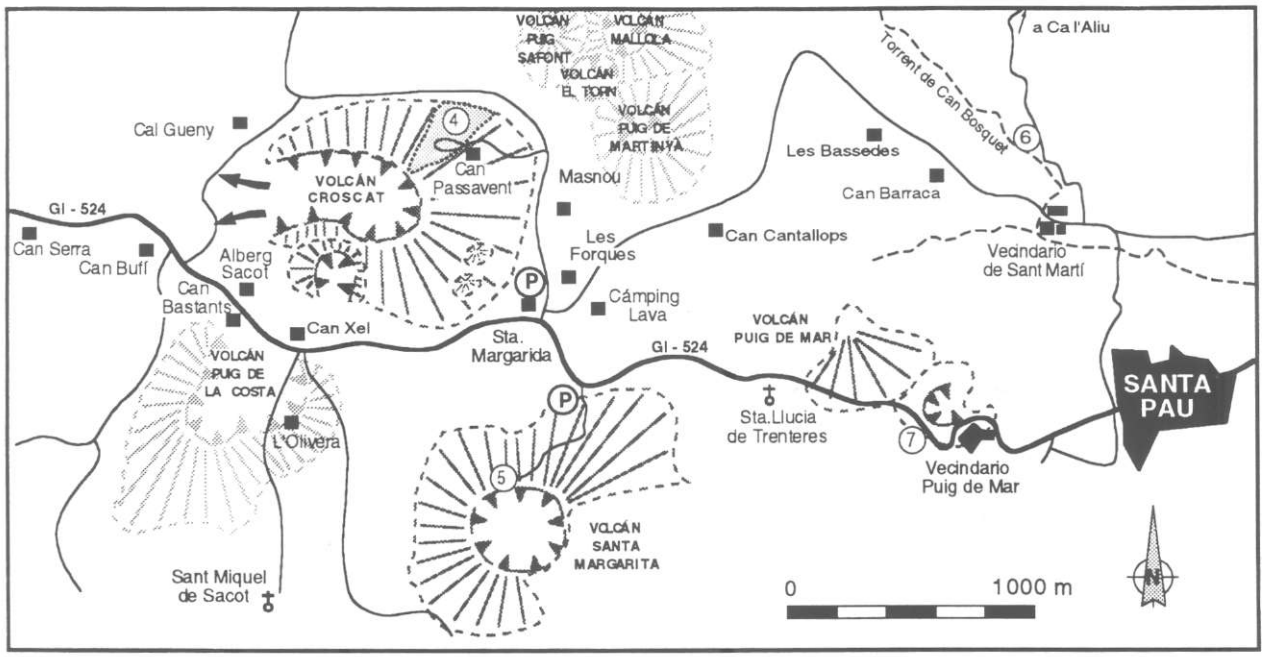


Figura 7. Detalle de situación de las paradas 4, 5, 6 y 7.

Parada 6: Pla de les Tries (Santa Pau)

Localización

El afloramiento a visitar se sitúa al lado del Torrent de Can Bosquet y el acceso se realiza por la carretera, paralela a dicho torrerte, que conduce desde el vecindario de San Martí a la masia de Ca 1' Aulet A unos 500 m del vecindario se encuentran, en el margen derecho del torrerte, unos depósitos con una marcada estratificación que afloran a lo largo de una decena de metros (Fig. 7).

Descripción

En la actualidad se contemplan tres mecanismos principales de transporte piroclástico: caída ("fall") oleada ("surge") y colada ("flow") (Fisher y Schmmcke. 1984). Las oleadas y coladas piroclásticas son flujos de material fragmentario, en los que la lase continua entre las partículas es gas. Se diferencian, básicamente, por la densidad de partículas (piroclastos) que transportan, más alta en el caso de las coladas. En las fases freatomagmáticas debido a su alta explosividad. se general con frecuencia flujos del tipo oleada y colada piroclástica La formación de uno u otro depende, principalmente, de la relación agua-magma que interacciona en el momento de la erupción. Según estudios experimentales, cuando la relación es superior a 0.3, la transformación de la energia térmica del magma a energia mecánica es óptima y da lugar a las oleadas piroclásticas; cuando la proporción de agua augmenta, la eficacia disminuye y se general las coladas piroclásticas (Wohletz y Sheñdan 1983) (Fig. 8).

Los depósitos que se forman en cada caso presertan facies y geometrías distintas que nos permiten interpretar su origen Los que se observan en este afloramiento muestran finas capas con laminación cruzada y planar y presencia de fragmentos lítico-juveniles de tamaño ceniza Estas características evidencian su ongen freatomagmático y su emplazamiento a partir de mecanismos de tipo oleada pirocástica

Las oleadas piroclásticas, como las expuestas, se relacionan con volcares del tipo anillo de tobas (Canet d'Adri, Crosa de Sant Dalmai) o *maar* (Clot de l'Omera). La no presencia de este tipo de edificios en esta zona hace imposible reconocer la procedencia de estos depósitos Una posible hipótesis sería la desaparición de este/os edifido/s por la superposición, a posteriori, de otros conos de tipo estromboliano (Croscat, Puig Safont, Can Pla, Puig Martinyà, Puig de les Forques) que acabarían por tapar el originario fieatomagmático.

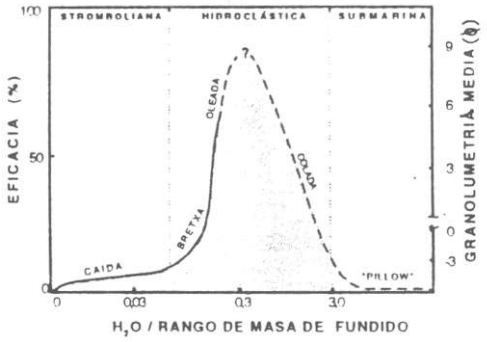


Figura 8. Eficacia de la transferencia de energía térmica a mecánica como resultado de la interacción de una masa de magma con agua, en función de la proporción de mezcla agua/magma (Wohletz y Sheridan, 1983).

Parada 7 (opcional): Puig de Mar (Santa Pau)

Localización

Por la carretera GI-524 (Km. 8,5), antes de llegar al vecindario de Puig de Mar, se encuentra un pequeño llano. Su situación elevada nos ofrece una vista panorámica de la zona.

Descripción

Desde este punto, en dirección sursuroeste, se observan dos edificios volcánicos: el Roca Negra y el Puig Subià. El primero es un edifico de tipo cono de escorias, desventrado por la salida de un flujo de lava. Se identifica claramente su cráter en forma de herradura. El segundo, situado detrás del Roca Negra, también es un cono de escorias pero sin cráter.

En dirección este, se extiende el valle de Santa Pau. En su fondo se encuentran diversas coladas de lava procedentes, principalmente, de los volcanes Puig de Mar, Plaça Ribera y Roca Negra. La más importante, en cuanto a volumen y longitud, llega, a través del lecho del río Ser, hasta las inmediaciones del Torn recorriendo unos 6 km.

En dirección norte, se intuye la morfología del volcán Puig de Mar, adosado a la sierra del mismo nombre. Este volcán emitió la colada de lava más reciente del valle de Santa Pau.

Parada 8 (opcional): Puig de Sant Cosme (Olot)

Localización

La vista panorámica propuesta en esta parada es posible a lo largo de la pista que lleva al Mas Solà de Gou. Desde el inicio de la pista (Km. 82 de la N-260), hay unos 800 m hasta llegar a la masía.

Descripción

La relación de las manifestaciones volcánicas con las fallas normales, provocan en muchos casos la alineación de conos volcánicos. La vista panorámica hacia el suroeste, desde el Puig de Sant Cosme, permite observar los tres volcanes de la ciudad de Olot (Montolivet, Montsacopa y Garrinada), perfectamente alineados sobre una fractura de orientación noreste-suroeste, así como el volcán de cono en herradura de les Bisaroques.

Referencias

Araña V.; Aparicio A.; Martin Escorza C.; Garcia Cacho L.; Ortiz R.; Vaquer R.; Barberi F.; Ferrara G.; Albert J.; Gassiot X. (1983). *Acta Geológica Hispánica*, v. 18: 1-17.

Guardia P. (1964). *Rev. de Géograf. Phy. et de Géol. Dynamique*, v. 6, (3): 201-210.

Guerin G., Benhamou G. y Mallarach J.M. (1985). *Vitrina*, v. 1: 19-26.

Cas R.A.F. y Wright J.V. (1987). *Volcanic Successions: Modern and Ancient.* Chapman & Hall. 521 p.

Coy-Yll R., Gunn B.M. y Traveria-Cross A. (1974). *Acta Geológica Hispánica*, v. 9: 127-132.

Donville, B. (1973). Tesis doct. Tolosa (inédita).

Fisher, R.V. y Schmincke, H.U. (1984). *Pyroclastic rocks.* Springer-Verlag, Berlin, 472 p.

Lopez-Ruiz J. y Rodriguez-Badiola E. (1985). *Estudios geológicos*, v. 41: 105-126.

Martí J., Mitjavila J., Roca E. y Aparicio A. (1992). *Tectonophysics*, v. 203: 145-165.

Montoto M. y Esbert R.M. (1967). *Rev. Inst. Inv. Geol. Diputación Prov. Barcelona*, v. 21: 11-35.

Pallí L. y Trilla J. (1976). *Estudio de los desprendimientos en el acantilado o "cingle" de Castellfollit de la Roca*. Diputació de Girona, 37 p.

Pallí L. (1981). *El vulcanisme de les comarques gironines (I-Garrotxa)*. Mapa, Diputació de Girona i Universitat de Girona.

Pallí L. y Roqué C. (1995). *El vulcanisme de les comarques gironines (II-Gironès)*. Mapa, Diputació de Girona i Universitat de Girona.

Pallí L. y Roqué C. (1996a). *El vulcanisme de les comarques gironines (III-Alt i Baix Empordà)*. Mapa, Diputació de Girona i Universitat de Girona.

Pallí L. y Roqué C. (1996b). *Revista de Girona*, v. 174: 65-68.

Tournon, J. (1969). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.* v. 92: 376-382.

Wohletz, K. H. y Sheridan, M. F. (1983). *American Journal of Science*, v. 283: 385-413.

Ziegler P.A. (1992). *Tectonophysics*, v. 208: 91-111.

Bibliograf'a complementaria

Martí, J. M. y Pujadas A. (1996). *Revista de Girona*, v.174: 69-76.

Mallarach, J.M. y Riera M. (1981). *Els volcans olotins i el seu paisatge. Iniciació a la seva coneixença segons nou itineraris pedagógics.* Serpa, Barcelona, 250 p.

Mallarach, J.M. (1991). *Quaderns de la Revista de Girona*, Diputació de Girona-Caixa de Girona, 95 p.

Pallí L. y Brusi D. (Eds) (1992). *El medi natural a les terres gironines. 11 itineraris per la Catalunya Nord-oriental.* Diputació de Girona - Universitat de Girona, 226 p.