ESTUDI DELS MECANISMES ERUPTIUS DEL VOLCÀ PUIG DE LA GARRINADA (OLOT)



Autor: Guillem Gisbert Pinto Director: Domingo Gimeno Torrente Barcelona, Setembre 2006

<u>ÍNDEX</u>

RESUM	1
1. INTRODUCCIÓ	3
2. EL VULCANISME QUATERNARI DE CATALUNYA	4
2.2 Marc geodinàmic	5
2.3 Estructura	6
2.4 Composició i gènesis	8
2.5 Factors que condicionen els mecanismes eruptius	9
2.6 Litologia	11
3. SITUACIÓ I CARACTERÍSTIQUES DEL VOLCÀ PUIG DE LA GARRINADA	12
4. INTRODUCCIÓ A LA FRAGMENTACIÓ MAGMÀTICA I FREATOMAGMÀTICA.	15
4.1 Mecanismes de tragmentació magmatica	15
4.1.1 La fragmentació	15
4.1.2 Productes observables en funció de la tipología eruptiva	16
4 2 Mecanismes de fragmentació freatomagmàtica	17
4.2.1 La fragmentació freatomagmàtica	17
4.2.2 Funcionament de la fragmentació	18
4.2.3 Productes de la fragmetació freatomagmàtica	19
5. METODOLOGIA	20
6. DESCRIPCIÓ DE LA SEQÜÈNCIA I MATERIALS	22
6.1 L'aflorament	22
6.2 Descripció dele materiale que es trobon	22
6.4 Descripció detallada de les mostres	22
6.5 Observacions al SEM	38
6.6 Observacions al microscopi petrogràfic	54
	50
7. GEOQUIMICA	59
7 1 1 Mostres escollides per analitzar	59
7.1.2 Triatge de la mostra	59
7.1.3 Molturació	60
7.1.4 Preparació de perles i pastilles	60
7.1.5 Anàlisi	60
7.1.6 Calcinació	60
7.2 Resultats	61
8. DISCUSSIÓ	64
9. CONCLUSIONS	78
BIBLIOGRAFIA	79

ANNEX 1. INTRODUCCIÓ A LA FRAGMENTACIÓ MAGMÀTICA I FREATOMAGMÀTICA

A.1 Mecanismes de fragmentació magmàtica	. 1
A.1.1 La fragmentació magmàtica	. 1
A.1.2 La formació de bombolles; la superfície d'exsolució	. 2
A.1.3 Fragmentació	. 3
A.1.4 Productes observables en funció de la tipologia eruptiva	. 5
A.2 Mecanismes de fragmentació freatomagmàtica	.7
A.2.1 La fragmentació freatomagmàtica	.7
A.2.2 Funcionament de la fragmentació	.7
A.2.3 Productes de la fragmetació freatomagmàtica	13
A.2.4 Observacions de camp	17

<u>RESUM</u>

En aquest treball s'ha dut a terme un estudi detallat de la seqüència vulcanoestratigràfica que forma el con del volcà Puig de la Garrinada, situat a la població Olot, mitjançant l'observació d'un aflorament creat al marge del con durant la construcció d'un bloc de pisos.

L'objectiu principal és la descripció dels materials trobats i les unitats que formen, així com la interpretació dels mecanismes eruptius que van funcionar durant l'erupció d'aquest volcà. L'interès d'aquest estudi radica en que és un dels primers que es fan sobre aquest con en particular, aportant així informació per a posteriors estudis d'aquest centre eruptiu i d'altres volcans que hagin tingut funcionaments eruptius similars.

L'estudi inclou treball de camp, gabinet i laboratori. El treball de camp va consistir en l'observació in situ de la seqüència vulcanoestratigràfica i la recollida de mostres per a la seva posterior anàlisis. El treball de laboratori es va centrar en l'estudi morfològic dels piroclastos tant amb binocular com amb microscopi electrònic de rastreig, fent-se també observacions amb el microscopi petrogràfic i anàlisis geoquímiques dels principals grups de materials estudiats. Finalment, el treball de gabinet va consistir en fer la cerca bibliogràfica necessària per poder interpretar les observacions fetes i proposar una reconstrucció de la seqüència eruptiva del Puig de la Garrinada.

L'observació amb binocular i microscopi electrònic de rastreig ha permès la caracterització de 7 poblacions de piroclastos o materials que són: piroclastos juvenils fluidals i no fluidals, lítics accidentals, escòries oxidades, escòries amb pel·lícula oxidada, cristalls i recobriments superficials. Les observacions al microscopi petrogràfic han revelat que el magma es va originar al mantell superior, just per sota de l'escorça, i que durant els primers estadis de l'erupció possiblement hi havia una làmina d'aigua poc profunda que refredava ràpidament els materials emesos. Finalment, la geoquímica ha permès caracteritzar el magma com a basanita i basalt alcalí sòdic.

Com a resultat de tota la feina feta s'ha pogut finalment proposar un model dels mecanismes eruptius de la Garrinada. L'erupció va començar amb una emissió estromboliana de bombes i altres piroclastos que va començar a formar l'edifici volcànic. Després d'un període d'emissió molt intensa, el flux de magma ascendent va disminuir, i amb ell el nivell del magma dins el conducte eruptiu. Fruit d'aquest descens, l'aigua present en un aqüífer piroclàstic situat sota les colades superiors del Pla d'Olot va poder penetrar al conducte eruptiu en petites quantitats, donant uns petits

Estudi dels mecanismes eruptius del volcà Puig de la Garrinada (Olot)

polsos d'activitat freatomagmàtica que van donar lloc a la formació de fluxos i onades piroclàstiques. A continuació, degut a un descens sobtat de la columna de magma hi va haver una entrada massiva d'aigua al conducte, donant-se una important interacció freatomagmàtica que va generar un flux piroclàstic humit el dipòsit del qual arriba als dos metres de potència, sent l'episodi freatomagmàtic més important dins la seqüència estudiada. Fruit d'aquest event, l'aqüífer va quedar bastant esgotat. Això, junt amb un descens del flux de magma i del nivell superior d'aquest, que va quedar a l'alçada de l'aqüífer, va afavorir que des d'aleshores i fins al final de la seqüència la poca aigua que arribés al conducte eruptiu es posés en contacte amb els laterals o la superfície de la columna de magma donant lloc a petits polsos freatomagmàtics que generaven petites onades piroclàstiques seques o humides, els dipòsits de les quals es troben finament laminats.

1. INTRODUCCIÓ

La regió volcànica d'Olot ha sigut des de fa molts anys subjecte de nombrosos estudis que toquen diversos aspectes del vulcanisme com ara la petrologia dels materials volcànics, litologia del substrat, i estructura tectònica de la regió i la seva relació amb el vulcanisme. Ara bé, tot i la investigació general duta a terme, són pocs els estudis que es centren en un sol focus eruptiu. L'excavació i preparació dels fonaments d'un bloc de pisos a la població d'Olot, que va deixar al descobert una bona mostra dels materials del volcà del Puig de la Garrinada, va proporcionar l'oportunitat de poder fer un estudi detallat de l'aflorament creat per tal d'obtenir informació sobre aquest volcà en particular.

L'objectiu d'aquest treball és l'estudi dels materials que conformen la seqüència exposada a partir d'un estudi morfològic de detall dels piroclasts que permeti deduir els seu origen i, observant la distribució dels diferents materials dins la seqüència, plantejar una hipòtesi sobre l'evolució dels mecanismes eruptius del volcà.

L'estudi s'ha centrat sobretot en l'observació dels materials amb binocular i microscopi electrònic de rastreig (SEM en l'acrònim anglès), encara que també s'ha obtingut informació complementària amb l'estudi de làmines primes i les anàlisis geoquímiques. Per tal de poder fer aquests estudis m'ha calgut introduir-me en algunes tècniques analítiques bàsiques en vulcanologia com són l'ús del SEM i el laboratori de geoquímica. Tota la informació recollida ha permès al final fer una reconstrucció sintètica de l'estructura del subsòl i de l'erupció que va donar lloc als dipòsits estudiats, així com deduir l'origen del magma. Per tant, es tracta d'un estudi metodològic que pot ser aplicat en altres casos similars.

En la primera part del treball es recopila la informació disponible sobre el vulcanisme a la Garrotxa, en general i també més centrada en el Puig de la Garrinada, i s'introdueix al lector als mecanismes eruptius i de fragmentació magmàtica que es troben representats a la zona. Un estudi més detallat sobre fragmentació magmàtica es pot trobar als annexos d'aquest treball. Aquesta primera part té com a objectiu ajudar en la comprensió de la segona part del treball, on s'exposen les observacions fetes durant el present estudi i es discuteix sobre el seu significat.

2. EL VULCANISME QUATERNARI DE CATALUNYA

2.1 Marc general

El vulcanisme neogen-quaternari del NE de Catalunya correspon a una manifestació magmàtica conseqüència de la tectònica extensional tipus rift que afecta tot el Mediterrani occidental des de finals de l'Oligocè (Anadon (1979)). L'existència d'activitat volcànica a aquesta zona no s'ha de considerar un fet aïllat, sinó que s'ha d'emmarcar dins dels episodis d'aquesta mateixa edat que apareixen a Europa central i meridional, i que afecten també altres zones de la Península Ibèrica (Araña et al. (1983), López Ruiz i Rodríguez Badiola (1985)). Aquest vulcanisme és del tipus d'intraplaca i està representat quasi exclusivament per roques basàltiques derivades de magmes alcalins poc evolucionats.

L'evolució de la regió volcànica de Girona guarda una estreta relació amb l'evolució del sistema de fracturació neogen-quaternari que en aquesta zona ocasiona la formació d'un complex sistema de fosses i semifosses i que ha permès l'extrusió de magmes generats al mantell superior. Les dades geofísiques indiquen que la zona de Girona està caracteritzada per un aprimament cortical i un elevat gradient tèrmic, fet que suggereix que la zona no està afectada només per la càrrega dels Pirineus, sinó també per l'obertura del Golf de València. Aquestes dades indiquen l'existència d'una

litosfera aprimada d'uns 60-70 km, i un gruix màxim de l'escorça de 28 km. La localització dels diferents afloraments volcànics guarda relació directa amb aquest sistema de fractures distensives i tradicionalment s'ha agrupat en tres àrees clarament diferenciades: l'Empordà, la Selva i la Garrotxa.

Els episodis més antics s'observen a l'Alt Empordà i tenen una edat mínima d'uns 10 a 11 M.a. Des d'aleshores i fins a quasi l'actualitat, l'activitat volcànica ha aparegut de manera esporàdica



Fig. 2.1 Mapa litològic esquemàtic segons Guàrdia, P. (1964). La trajectòria de les fletxes indica d'una manera simplificada el desplaçament dels focus eruptius, segons Donville, B. (1973). Extret de Mallarach (1981)

però relativament contínua, passant al Baix Empordà, després la Selva, i finalment a la Garrotxa, on el vulcanisme ha sigut present des dels 300.000 anys fins a fa uns 10.000 anys, amb un episodi eruptiu cada 15.000 o 20.000 anys aproximadament, essent les manifestacions més recents conegudes les de la zona de Santa Pau, i més concretament el focus eruptiu de la Pomareda, adossat al volcà Croscat (Fig 2.1).

A la zona de la Garrotxa és on es localitzen els episodis més recents, i on es situen els centres eruptius més ben conservats. Es poden identificar més de 40 cons volcànics ben conservats (Bolós (1820)), agrupats principalment en dos conjunts, un al N, que correspon a la zona del riu Fluvià, i l'altra al S, que coincideix amb la riera d'Amer, tributària del riu Ter. El principal nucli volcànic pertany al sector N, on es reconeixen prop de 30 edificis volcànics, mentre que al sector S només destaquen uns 12, encara que alguns són dels de majors dimensions. Al sector N el vulcanisme aflora sobre la sèrie eocènica, mentre que al S apareix sobre els granitoids i roques metamòrfiques del sòcol varisc.

L'activitat volcànica es va caracteritzar per la formació de petits cons estrombolians, ocasionalment freatomagmàtics, durant erupcions monogenètiques de molt curta durada (pocs dies o setmanes) (Martí (1987)). Això fa pensar, junt amb les dades geoquímiques i mineralògiques, que moltes d'aquestes erupcions van ser provocades per bossades de magma individuals, transportades ràpidament des de la zona d'origen o des d'alguna cambra intermitja fins a la superfície a través de fractures. També són importants les manifestacions freatomagmàtiques que en alguns casos van generar edificis individuals, i en altres alternaren amb fases estrombolianes.

2.2 Marc geodinàmic

El vulcanisme neogen-quaternari de Girona és la resposta a un procés geodinàmic que afecta des del Miocè inferior tot el Mediterrani occidental, i més concretament la zona del Solc de València. En aquesta àrea i des d'aquesta època s'han succeït dos importants cicles geotectònics amb dos episodis magmàtics de característiques ben diferenciades. El primer cicle és d'edat Miocè inferior a Miocè superior i es va caracteritzar per unes condicions tectòniques compressives que van donar lloc a un magmatisme calcoalcalí, majoritàriament representat per petits afloraments volcànics subaeris a Mallorca i sobretot subaeris a l'illa de Sardenya. També en més petita proporció submarins entre les Illes Balears i la costa peninsular (Martí et al. (1992)). L'origen d'aquest magmatisme es pot explicar per la presència d'una zona de subducció que se situaria en direcció NE-SO a la part N del Mediterrani occidental, a l'E de les illes de Còrsega i Sardenya i de les Illes Balears, amb el pla de

subducció inclinat cap al NNO actual de l'illa de Sardenya. El clímax d'aquest vulcanisme postdata lleugerament el desplaçament antihorari del bloc Sard-Cors (19 Ma)(Beccaluva et al (1985)).

Després d'aquesta etapa compressiva té lloc una etapa distensiva que va des del Miocè superior fins a l'actualitat i que afecta la zona del Solc de València, implicant un cert aprimament de l'escorça, de manera que es pot parlar d'ambient geodinàmic de rift d'intraplaca. Aquesta zona de rift es connecta amb evolucionades altres més d'Europa occidental i central desenvolupades en el mateix període (Fig. 2.2). Les regions volcàniques d'Adge i del massís central francès, les fosses tectòniques de Bresse i del Rhin i la regió volcànica d'Eifel hi estan totes vinculades, així com la zona de Cartagena al SE de la Península Ibèrica (López Ruiz i Rodríguez Badiola (1985)). El vulcanisme associat a aquesta



Fig. 2.2 Mapa esquemàtic de la tectònica que va dominar durant l'Oligocè i el Miocè a l'Europa occidental. 1: Conques sedimentàries oligomiocenes; 2: escorça oceànica; 3: vector de desplaçament de la placa Corso-sarda; 4: direcció d'extensió del rift; 5: zones compressives. Segons Grellet, B. et al (1994). Extret de Mallarach (1998).

etapa distensiva és típic de zona de rift poc evolucionada i les seves manifestacions principals apareixen tant en zones de l'interior peninsular com al mar, delimitant el que serien els marges de la zona de rift del Solc de València.

2.3 Estructura

L'estructura geològica s'ha d'analitzar a tres escales diferents: megaestructura, macroestructura i mesoestructura.

La megaestructura comprèn una extensa regió de la vora Mediterrània afectada per moviments distensius de gran entitat. Va ser aquesta distensió la que va obrir el camí a l'ascens del magma fins a la superfície. La macroestructura, els sistemes de falles dominants en aquesta part de Catalunya que tenen relació amb el vulcanisme. Finalment, l'escala de la mesoestructura és la que mostra les fractures individuals que han intervingut en l'ascens dels magmes o que han afectat els materials volcànics després del seu emplaçament. A continuació s'examinen separadament. La megaestructura del vulcanisme quaternari inclou, tal com s'ha dit, una bona part de la Mediterrània occidental. Així, el vulcanisme quaternari està relacionat amb una zona distensiva que discorre paral·lela a la costa mediterrània de la Península Ibèrica. El principal sistema de fractures que afecta tota la regió volcànica, de direcció NW-SE, és justament perpendicular a la direcció del rift.

La macroestructura mostra que la regió volcànica es troba compresa dins d'una àrea limitada lateralment per dues falles geològiques importants, de direcció NW-SE; la falla de Banyoles a l'est i la falla d'Amer a l'oest. Entremig d'elles n'hi ha tres més de paral·leles: la falla de Sant Climent d'Amer, la de Rocacorba i la d'Adri. Totes aquestes falles enfonsen el bloc oriental, configurant un esgraonament. El salt de falla minva de sud cap a nord. Aquest és el sistema de fracturació dominant, però se li afegeixen dos més, un de direcció E-W i l'altre de direcció N-S. La combinació dels tres sistemes de falles esmentats conforma uns blocs estructurals ben definits, alguns enlairats i altres deprimits, com les dovelles enfonsades d'Olot i Mieres. A les vores d'aquests blocs s'han modelat les valls fluvials rectilínies.

El vulcanisme quaternari de la regió és fissural, en relació directa amb les falles de la regió (Fig 2.3 i 2.4). El magma ascendeix a través de les falles principals, de direcció NW-SE, mentre que l'accés final a la superfície està controlat també per les



Fig. 2.3 Model de les fractures que afecten l'escorça continental a la regió volcànica d'Olot. I:Cenozoic; II: escorça superior i mitjana; III: escorça inferior; IV: mantell superior. RS: replà superior; ZR: rampa; RI: replà inferior. Modificat per Mallarach (1998) a partir de Saula, E. et al. (1996).

Fig 2.4 Mapa estructural de la zona volcànica d'Olot. Els volcans es troben preferentment a les interseccions de les falles. Mallarach (1981).



falles de menor escala, que controlen així la distribució dels centres eruptius. El Montolivet, Montsacopa, Puig de la Garrinada, Aiguanegra i Repàs estan arrenglerats damunt d'una falla de direcció SW-NE.

L'activitat d'algunes de les falles més grans no s'ha acabat encara, com ho palesa el fet que els terratrèmols històrics més importants de la regió (1427-28 d.C.) fossin causats pel joc de la falla d'Hostoles i de l'encavalcament de Vallfogona.

2.4 Composició i gènesis

composició La de les roques de Girona és relativament monòtona. Es tracta de basalts i basanites, amb l'única excepció de les traquites de Vilacolum i Arenys d'Empordà (Díaz,N et al. (1996)) (Fig 2.5). Totes aquestes roques deriven de magmes amb un contingut en àlcalis elevat, de manera que en el seu conjunt es pot parlar de roques de la sèrie alcalina característiques ďun magmatisme d'intraplaca.

La mineralogia de les roques és senzilla, ja que en la majoria dels casos només



Fig 2.5 Classificació d'un mostrari de les roques volcàniques de la regió d'Olot en el diagrama de Le Bas (1986), segons Martí et al (1994). Totes les mostres cauen dins el camp dels basalts i basanites. Extret de Mallarach (1998).

s'observa la presència de petits cristalls d'olivina, clinopiroxè i plagiòclasis, dins d'una matriu parcialment vítria, normalment rica en òxids de ferro. L'olivina i els piroxens poden aparèixer tant com a fenocristalls com formant part de la matriu. La majoria dels piroxens corresponen a diòpsid-augites i també presenten forma de fenocristalls, encara que majoritàriament apareixen com a petits cristalls a la pasta. La plagiòclasis apareix subordinada a la matriu i només excepcionalment com a fenocristalls. Altres minerals que poden aparèixer en quantitats subordinades a la pasta són la magnetita, la leucita i l'analcima (López Ruiz i Rodríguez Badiola (1985)).

Les roques basàltiques de Girona tenen composició de basalt sòdic i basalt potàssic (Tournon (1968), Araña et al.(1983), López Ruiz i Rodríguez Badiola (1985)).

Els basalts de composició potàssica estan restringits a l'àrea de la Garrotxa, amb l'excepció dels basalts d'Hostalric.

En les roques basàltiques, especialment en aquelles de naturalesa piroclàstica, apareixen sovint enclavaments de roques plutòniques, metamòrfiques i sedimentàries, procedents dels materials que el magma ha hagut de travessar fins arribar a la superfície. Els enclavaments més abundants en l'escala de la província volcànica són els de roques granítiques com les que afloren formant part del sòcol. També s'ha de destacar la presència d'enclavaments de roques plutòniques ultrabàsiques (peridotites) derivades del mantell superior i transportades fins a la superfície pels magmes basàltics, o de cumulats (piroxenites i gabres) formats a l'escorça inferior o mantell superior dins de les cambres magmàtiques intermitges.

La composició química i mineralògica de les roques volcàniques de Girona indica que deriven de magmes basàltics formats al mantell superior a nivell de l'astenosfera, encara que en alguns casos també s'intueix la presència de barreja amb líquids basàltics procedents directament del mantell litosfèric. La presència d'aquestes dues zones d'origen, astenosfera i litosfera, podria ser deguda a un progressiu augment de la taxa d'extensió litosfèrica des dels primers episodis fins als últims dins d'aquest procés de rift que afecta la zona del Solc de València, fet que afavoriria l'ascens de material astenosfèric i un progressiu increment del grau de fusió parcial (Martí et al. (1992)).

En alguns casos, la falta d'evidències de contaminació cortical en els basalts i la poca diferenciació que presenten indica que van assolir ràpidament la superfície des de la zona d'origen. Tot i això, en altres casos la composició mineralògica i química de les roques indica que els magmes que les van originar procedien de cambres intermitges, possiblement situades a la base de l'escorça continental, en les quals els magmes basàltics primaris es van acumular i diferenciar. Des d'allí van assolir ràpidament la superfície a través de fractures que connectaven les cambres i la superfície. En el cas dels basalts amb enclavaments ultrabàsics ha sigut possible calcular la velocitat d'ascens del magma, assolint velocitats de 0,2 m/s. (calculat per Martí (1992) segons el mètode de Spera (1984))

2.5 Factors que condicionen els mecanismes eruptius

Les diferències eruptives dels volcans presents a la zona volcànica són l'efecte conjugat de diversos factors: les característiques litològiques de l'escorça, les possibles formes d'interacció de l'aigua amb els magma que puja per la xemeneia, la resistència a l'esbotzada inicial, la forma de la fractura que canalitza el magma i el relleu on esclatà el volcà.

Els factors més importants són les característiques estructurals i hidrològiques del punt concret on s'obre la xemeneia volcànica. La litologia del substrat i la morfologia del relleu influeixen també en el mecanisme eruptiu, però en un grau inferior. A continuació s'examina el joc que aporta cadascun d'aquests factors.

Factors estructurals

Anteriorment s'ha vist com l'estructura de les falles determinava la situació dels centres eruptius; però a un nivell més de detall, l'estructura de la fracturació de les roques del subsòl també pot influenciar el mecanisme eruptiu. El fet que la fractura que canalitza l'ascens del magma sigui tallada per, o talli, sistemes de fractures conjugades o subordinades, pot ocasionar modificacions notables de la forma de la xemeneia i afavorir la intrusió de dics subvolcànics. A més, pot ser que les fractures canalitzin aigua, donant lloc a interaccions freatomagmàtiques. En el cas que es donin interaccions aigua-magma, la fracturació del subsòl condicionarà la fondària on s'ha produït la interacció (i per tant la geometria del cràter), el volum d'aigua i magma que han pogut interaccionar (condiciona la dinàmica de l'erupció), i la geometria de contacte entre els dos fluids. La fracturació també condicionarà en tots els casos les dimensions dels blocs expel·lits durant les fases explosives quan aquests ja estaven prèviament delimitats per diàclasis.

Factors hidrogeològics

Entre els materials del substrat hi ha abundants aqüífers capaços d'emmagatzemar importants quantitats d'aigua que puguin donar lloc a interaccions freatomagmàtiques en ser creuats per una columna de magma ascendent. Hi ha tres tipus d'aqüífers: els sedimentaris, formats per materials no consolidats pliocens i quaternaris i per les roques poroses de l'Eocè, amb porositat primària, les roques esquistoses i fracturades del Paleozoic, així com altres roques sedimentàries fracturades, amb porositat secundària, i, finalment, els aqüífers d'origen volcànic, formats per dipòsits permeables i colades molt fracturades, que poden arribar a contenir importants volums d'aigua i tenir una transmissivitat elevada.

Factors litològics

El grau de consolidació, la densitat i la resistència de la roca són els factors més determinants en l'obertura del cràter quan té lloc una erupció hidromagmàtica, ja que condicionen la pressió de confinament que ha de vèncer l'explosió de vapor per tal d'obrir-se camí cap a la superfície. Aquests factors també condicionen l'evolució del conducte eruptiu en tots els volcans, ja que per una mateixa intensitat explosiva, com menys resistent sigui la roca del conducte més material serà arrencat i per tant el conducte s'anirà eixamplant, poden induir canvis en el mecanisme eruptiu del volcà.

2.6 Litologia

Les roques més antigues de la zona olotina es van formar durant el Paleozoic, durant Cambrià, Ordovicià, Silurià i Devonià. Les roques cenozoiques comprenen part de l'Eocè i del Miocè i tot el Quaternari; es van formar en dos períodes diferents, el més antic entre 52-42 M.a, i el més recent entre els 6 M.a i l'actualitat. Aquests conjunts de roques configuren el substrat que va haver de creuar el magma quan va pujar des de l'astenosfera fins a la superfície. Són el suport damunt del qual es varen assentar tots els fenòmens volcànics.

La gran majoria dels volcans quaternaris reposen damunt de roques sedimentàries del Neogen. Aquestes es van sedimentar durant l'Eocè i comprenen una certa diversitat de materials com ara conglomerats, gresos, margues, argiles i guixos. De tots ells els gresos són els que predominen i els que resulten més visibles.



3. SITUACIÓ I CARACTERÍSTIQUES DEL VOLCÀ PUIG DE LA GARRINADA

Fig. 3.1 Ortofoto d'Olot on es marca la situació del volcà de la Garrinada. Escala de la ortofoto 1:10.000. Extreta de la base d'ortofotos de la pàgina web de l'ICC.

El volcà del Puig de la Garrinada s'aixeca damunt del pla d'Olot, en línia recta amb els volcans Aiguanegra, Montolivet i Montsacopa, separat d'aquest tercer per un estret coll (Fig. 3.1).

Es tracta d'un aparell singular amb tres cràters arrenglerats seguint la direcció N-S situats a diferents altituds. El cràter N, segurament el primer a entrar en activitat, queda difuminat, possiblement per erupcions tardanes. El cràter central, de forma circular regular, presenta un dic basàltic anular al seu entorn. El cràter S té la base 6 m per sota del nivell del Pla d'Olot i presenta igualment una forma circular. El con volcànic té forma regular i simètrica seguint l'eix dels tres cràters. És constituït per materials corresponents a fàcies de nucli de con, tal com correspon a l'existència de tres xemeneies. A la vora W del cràter sud afloren nivells de toves que engloben blocs basàltics i fragments de roques del sòcol. Alguns autors com Mallarach (1981) li atribueixen el corrent basàltic superior del Pla d'Olot, que s'estén fins a l'aiguabarreig de la riera de Bianya amb el riu Fluvià. Tot i això, a la figura 3.1 es pot observar com la colada basàltica superior que forma el Pla d'Olot representa una superfície estructural

marcada lateralment pel riu Fluvià, i per sobre de la qual es troben els tres edificis volcànics, de manera que es pot pensar que siguin posteriors.

Característiques del volcà

1) Dimensions:

Base: circular gairebé perfecta, té un diàmetre de 800 m.

Superfície de la base: 41 ha

Alçària relativa: 116 m

Dimensions dels cràters: nord: 150 m de diàmetre màxim, cota 503. Central:

300 m de diàmetre, cota 474. Sud: 275 m de diàmetre, cota 423.

2) Mecanisme eruptiu: segons Martí i Mallarach (1987) la Garrinada va iniciar la seva activitat amb un dinamisme estrombolià que va edificar un con d'escòries i emetre extenses colades basanítiques en dos episodis consecutius; a continuació i gradualment va anar passant a tenir un dinamisme freatomagmàtic per interacció amb aigua meteòrica.

L'aflorament



Fig. 3.2 Detall del volcà de la Garrinada. El rectangle groc marca la situació de l'aflorament estudiat . L'escala gràfica són 100 m. Extret de l'Hipermapa.

L'aflorament estudiat va ser el resultat dels treballs inicials en la construcció d'un bloc de pisos a la falda del volcà. Per construir els fonaments es va obrir un forat a la falda del volcà de diversos metres de profunditat i perímetre poligonal que deixava al descobert bona part de la seqüència de materials del volcà en forma de talls en diferents orientacions, de manera que es podia fer una reconstrucció de les morfologies tridimensionals dels cossos deposicionals (Fig. 3.2). El fet que l'aflorament es trobi just al marge del volcà és una avantatge, ja que la sèrie vulcanoestratigràfica que s'observa està condensada però no reduïda, permetent l'estudi de la seqüència completa des de la colada basal fins a sostre en poc més d'11 metres.

4. INTRODUCCIÓ A LA FRAGMENTACIÓ MAGMÀTICA I FREATOMAGMÀTICA

En aquest apartat es vol donar una idea general sobre els mecanismes de fragmentació que tenen lloc en les erupcions de tipus magmàtic i freatomagmàtic; a l'Annex 1 es pot trobar aquest mateix tema més desenvolupat. La informació que es mostra en aquest apartat procedeix principalment de quatre publicacions: Sheridan, M.F i Wohletz, K.H. (1983), Wohletz, K.H (1993), Cashman, K.V et al. (2000), i Morrissey, M. et al. (2000).

Hi ha tres mecanismes bàsics de formació de cendres: (1) l'alliberament de gasos de la solució degut a una descompressió del magma quan aquest assoleix la superfície del planeta (erupcions magmàtiques), (2) refredament i fragmentació explosiva del magma durant el contacte amb aigües superficials i subterrànies o gel i neu (erupcions freatomagmàtiques), i (3) la fragmentació i ejecció de partícules de la paret del cràter o debris cratèric durant erupcions de vapor i aigua calenta (erupcions freàtiques). La forma i composició de les cendres volcàniques pot ser usada per interpretar les propietats físiques del magma i el seu contingut en volàtils; aquestes dades també indiquen el grau d'interacció amb l'aigua o el gel que es troben sobre el conducte volcànic.

En aquest apartat es tractaran per separat els dos mecanismes de fragmentació principals, els productes dels quals poden ser distingits en el material d'estudi d'aquest treball. Aquests tipologies de fragmentació són la fragmentació magmàtica i la freatomagmàtica.

4.1 Mecanismes de fragmentació magmàtica

4.1.1 La fragmentació magmàtica

La fragmentació transforma un magma d'un líquid amb bombolles disperses de gas a un gas amb gotes disperses de líquid (amb o sense bombolles i sòlids) o partícules sòlides aïllades. De tots els models proposats, el més àmpliament acceptat explica la fragmentació del magma com una explosió de les bombolles a la superfície lliure (la superfície de fragmentació) com a conseqüència de la diferència de pressió a banda i banda de la interfase. En aquest model, la localització de la superfície de fragmentació en el conducte està controlada pel punt en què la vesiculació del magma ascendent assoleix el 70-80% (representant l'empaquetament més dens possible de bombolles esfèriques).

4.1.2 Fragmentació

S'han proposat dos processos que donen l'expansió que provoca les erupcions explosives. En el primer, la vesiculació i creixement de les bombolles proveeixen la força necessària per a l'expansió, amb la fragmentació tenint lloc per la desintegració de l'espuma resultant. En el segon, la fragmentació té lloc en un magma ja vesiculat, que pot o no estar-se movent pel conducte, per l'explosió de bombolles carregades sobtadament, resultant en una ona de fragmentació. Aquest model d'ona de fragmentació és aplicable al col·lapse de doms volcànics, i pot ser també aplicable al trencament explosiu de fosos més viscosos durant erupcions plinianes i subplinianes.

Fragmentació com a resultat d'una ràpida acceleració

La formació i expansió de bombolles dins el fos fa que aquest pateixi una expansió, que pot provocar una ràpida acceleració del fos vesiculat dins el conducte. A mesura que les bombolles creixen, es fusionen i formen una espuma que es mou a gran velocitat. Finalment les parets de les bombolles es tornen tan fines que l'espuma esdevé inestable i es trenca per formar coàguls finament vesiculats de relativament gran escala. A part de la fragmentació per inestabilitat de l'espuma, també es produeix fragmentació quan l'acceleració del fos excedeix la resistència a la tensió d'aquest.

Fragmentació per ràpida descompressió

Aquest tipus de fragmentació té lloc quan per obertura del conducte a l'exterior (per exemple per col·lapse d'un dom volcànic) un fos vesiculat que es trobava confinat es troba sobtadament amb la superfície a pressió ambient. Com a conseqüència de la diferència de pressió entre les vesícules i l'aire, una o vàries fileres de bombolles al límit del fos es trenquen per ruptura del fluid o fractura sòlida. Aquesta ruptura exposa les fileres de bombolles adjacents a l'interior del magma a baixes pressions, i, per tant, hi ha una penetració progressiva del procés de fragmentació. Es creu que es formen ones de fragmentació que es propaguen a vàries desenes de metres per segon cap a l'interior de la columna. Es generen fluxos de gas amb partícules amb velocitats de 100-200 m/s.

4.1.3 Productes observables en funció de la tipologia eruptiva

En el cas de que el magma tingui una composició basàltica, es poden distingir dos casos particulars d'erupció en funció de la viscositat del magma: erupcions hawaianes, i erupcions estrombolianes. El productes obtinguts en els dos casos són força diferents, tot i que hi ha una transició entre les dues tipologies eruptives, de manera que hi ha productes de característiques intermitges que fan difícil veure a quina tipologia corresponen.

Erupcions Hawaianes

Les erupcions hawaianes, que consisteixen en fonts de lava de baixa viscositat, produeixen petites gotes de superfície suavitzada (esferes, formes de llàgrima i ovoides), llargs fils de vidre ("Pele's hairs"), grumolls irregulars de vidre, i escòria. En general, tots els piroclasts generats són de sideromelana, que conté escassos micròlits i fenocristalls. Si les gotes i fils generats en el surtidor de lava tornen a caure dins d'aquest es formen gotes compostes després de múltiples col·lisions amb gotes de fos ascendents.

Erupcions estrombolianes

Les erupcions estrombolianes són d'un magma lleugerament més viscós. Formen una tefra considerablement diferent de la formada en les erupcions hawaianes. Es caracteritzen per l'ejecció de bombes i cendres parcialment foses que formen cons de cendres i les capes de tefra associades. La cendra produïda durant l'activitat estromboliana consisteix en una varietat de piroclastos, des de gotes irregulars de sideromelana fins a taquilita blocky. La gradació des de gotes de sideromelana clara a grans de taquilita microcristal·lina reflecteix el grau de refredament i cristal·lització de la gota de fos.

Els piroclasts de taquilita angulars blocky tenen un rang de morfologies que va d'aquells amb xarxes irregulars de vesícules obertes a grans blocky no vesiculats. Les vesicularitats (amb volum de vesícules del 10 al 20%) tendeixen a ser menors que en els piroclasts de sideromelana. Les superfícies dels grans i les parets de les vesícules no són suaus, sinó aspres; mostren superfícies de fractura i textures diktytaxítiques.

4.2 Mecanismes de fragmentació freatomagmàtica

4.2.1 La fragmentació freatomagmàtica

Les erupcions freatomagmàtiques són causades per la generació explosiva de vapor quan el magma ascendent entra en contacte amb cossos d'aigua (com ara el mar, llacs o pantans), aigua subterrània, neu, o gel. Tot i que el factor dominant en les erupcions freatomagmàtiques és el procés de l'explosió de vapor, la composició i les propietats físiques del magma també són factors importants que determinen el mecanisme de fragmentació durant la interacció del magma amb l'aigua externa.

La fragmentació freatomagmàtica ha sigut estudiada amb experiments han estudiat la interacció explosiva de materials fosos amb l'aigua, un fenomen comunament anomenat "Fuel-Coolant Interaction" (FCI).

4.2.2 Funcionament de la fragmentació

El contacte explosiu de l'aigua amb el fos comença amb la formació i col·lapse de pel·lícules de vapor a la superfície del fos. Aquest procés és cíclic en una escala de temps de micro o mil·lisegons i dóna lloc a la generació d'inestabilitats de fluid en el contacte fos-aigua, raigs d'aigua penetrant al fos, i ones d'esforços propagant-se cap a l'interior del fos. Aquests processos fragmenten el fos, incrementant ràpidament l'àrea de la superfície i per tant la taxa de transferència de calor. El resultat és una prebarreja durant la qual no hi ha una significant transferència de calor gràcies a l'aïllament donat per la pel·lícula de vapor. Després de la prebarreja l'energia tèrmica és transferida a l'aigua a través de la gran superfície efectiva, i amb aquesta transferència la pressió i temperatura augmenten, convertint l'aigua en un fluid supercrític o superescalfat metaestable. Finalment l'aigua es vaporitza espontàniament en part o en la seva totalitat. Si una petita porció d'aigua assoleix aquest punt abans que la resta, la seva vaporització produeix un pols de pressió que detona la vaporització de la resta de l'aigua. L'expansió explosiva del vapor que es genera produeix una ona de xoc que accelera ràpidament el fos. Aquesta acceleració produeix esforços que poden superar la resistència del fluid, portant a una fallida a gran escala i la producció de fragments. L'estadi final de la interacció és l'ejecció, on els fragments es mouen a grans velocitats

Les FCI són processos que tenen unes eficiències explosives varis ordres de magnitud superiors a les dels processos normals d'ebullició. L'energia alliberada en l'explosió sol arrencar materials de la xemeneia i incorporar-los als materials emesos. Cal remarcar, però, que l'eficiència explosiva depèn de la proporció entre aigua i magma. Si hi ha un excés de magma, la interacció freatomagmàtica afectarà només una petita proporció d'aquest, i l'energia alliberada no serà suficient per fragmentar la resta del magma. Si hi ha un excés d'aigua pot arribar a passar que el magma no pugui transferir suficient calor com per vaporitzar tota l'aigua, de manera que no es

produeix interacció explosiva. Fruit dels experiments en FCI s'ha trobat que la màxima eficiència explosiva es dóna quan la proporció magma/aigua és 0,3.

4.2.3 Productes de la fragmetació freatomagmàtica

La morfologia de la cendra s'ha usat per dilucidar el mecanisme de l'erupció freatomagmàtica. Varis autors han estudiat les morfologies resultants en diferents contextos eruptius. La comparació de mostres naturals amb les cendres obtingudes en experiments de modelització de les explosions hidrovolcàniques van permetre a Sheridan i Wohletz (1983) desenvolupar diversos models teòrics de la formació de la cendra hidrovolcànica. Tot i que hi ha limitacions físiques a l'hora de comparar fosos metàl·lics fets per l'home amb el magma, els experiments suggereixen que els mecanismes de fragmentació són bàsicament els mateixos per un ampli espectre de composicions del fos. Les formes de les partícules de cendra produïdes experimentalment són blockys i equants, esfèriques, agregats molsosos en forma de gota, i formes de plat de les parets trencades de vesícules (Fig. 4.1). Els clasts experimentals mostren una disminució de la mida de gra amb l'augment de l'eficiència explosiva. La mida màxima dels fragments generats en les explosions experimentals és de 2 a 3 mm; els clasts d'origen no explosiu són més grollers. Els fragments més petits són de menys d'1 µm. Similarment, els dipòsits d'hidrovolcanisme explosiu tenen una mida mitjana de gra menor d'1 o 2 mm, que és també la mida mitjana de molts dipòsits de tefra magmàtica.



Fig 4.1 Esquemes de les textures de gra resultants de l'hidrovolcanisme segons Sheridan i Wohletz (1983). A: blocky i equant; B: molsós; C: forma de plat; D: gota o fus; E: gra blocky amb cares amb fractures concoïdes; F: cristalls perfectes amb una capa adherida de vidre vesiculat. Extret de Wohletz (1993).

5. METODOLOGIA

Per tal de fer aquest treball es va seguir la següent metodologia:

a) Cerca bibliogràfica inicial

Aquesta cerca es va fer per tal de conèixer els trets generals del vulcanisme quaternari de la zona d'Olot i, coneixent les dinàmiques eruptives que s'hi van donar i materials i dipòsits que es troben (estrombolians i freatomagmàtics), poder buscar bibliografia més específica sobre aquests temes que orientés sobre com dur a terme l'estudi en detall del volcà.

b) Treball de camp: reconeixement de l'aflorament i mostrejat

El treball de camp va consistir en fer observacions dels materials i estructures deposicionals exposades a l'aflorament, i en dur a terme un mostrejat en detall de la columna estratigràfica aixecada.

c) Observació macroscòpica de les mostres

Es va dur a terme una observació amb binocular de les mostres recollides. Per a la seva descripció es va dissenyar una fitxa on s'anaven apuntant les característiques dels materials que formen les diferents mostres.

d) Observació de les mostres al SEM

En funció de les característiques observades amb el binocular es van escollir algunes mostres representatives per a fer un reconeixement morfològic més en detall dels piroclasts en el Microscopi Electrònic de Rastreig (SEM en l'acrònim anglès).

e) Preparació de làmines primes i observació d'aquestes al microscopi petrogràfic

Tot i que l'estudi ha estat fet sobretot en base a l'anàlisi morfològic dels materials, també es van voler fer observacions al microscopi petrogràfic d'algunes de les roques que formen l'aflorament, com ara les bombes volcàniques, les colades basàltiques basals, i alguns clasts accidentals molt abundants. Aquestes observacions es van fer per obtenir informació addicional sobre el seu origen i formació, així com de l'origen del magma, que no pot ser determinat a partir de les morfologies dels piroclasts.

f) Geoquímica

L'anàlisi geoquímica es va fer com a complement per a les observacions morfològiques.

g) Cerca bibliogràfica per a la interpretació

6. DESCRIPCIÓ DE LA SEQÜÈNCIA I MATERIALS

6.1 L'aflorament

Com s'ha explicat anteriorment, l'aflorament és l'excavació feta per a la construcció d'un bloc de pisos a la falda del volcà. Aquesta excavació proporciona quatre seccions verticals dels materials. Dues seccions, les més curtes, tenen una direcció aproximadament paral·lela a la direcció de transport dels materials, mentre que les altres dues són més o menys perpendiculars a les anteriors, mostrant una secció dels dipòsits perpendicular a la direcció de transport. Aquesta distribució de les parets de l'excavació permet observar seccions perpendiculars i seccions paral·leles separades entre si pocs metres, de manera que es pot tenir una visió tridimensional dels dipòsits, i una idea de les variacions de materials i morfologies dels cossos deposicionals en la lateral. Alhora, la base de l'excavació ha arribat a una colada basàltica, que es pot prendre com a base de la seqüència. A les figures 6.1 i 6.2 es mostren dues vistes de l'aflorament.



Fig. 6.1 Vista general de l'aflorament estudiat al peu del Puig de la Garrinada.

6.2 Descripció general de la columna de materials i el mostrejat

La columna de materials que es pot observar a l'aflorament té uns 11 metres de potència i es troba directament assentada sobre una colada basàltica. La sèrie es subdivideix fàcilment en 7 termes ben diferenciats, anomenats de baix a dalt de A a G (Fig. 6.3 i 6.4). El terme A correspon a un paquet potent (a l'aflorament té uns 5 metres aproximadament tot i estar en el marge de con) format per un empaquetament molt dens de bombes i lapillis grollers, la cendra és quasi absent. Els piroclastos presenten gran quantitat de xenocristalls i xenòlits que poden arribar a 10 cm de mida individual.





Fig. 6.3 Termes que formen la seqüència de materials estudiada.

Fig. 6.2 Vista general de la paret frontal de l'aflorament, la més pròxima al cràter i perpendicular a la direcció de transport dels materials emesos pel volcà. La fotografia té una deformació en "ull de peix".



Fig. 6.4 Columna esquemàtica de la columna de materials observada a l'aflorament. L'escala gràfica és 1m.

També es troben lítics accidentals de mides centimètriques a decimètriques. Les bombes tenen totes les mides fins a més d'un metre de diàmetre, i les més grans es troben a la part alta del terme A. Moltes de les bombes presenten estructures fluidals i una deformació que indica una certa plasticitat en el moment de l'impacte amb el terra. Totes dues característiques contribueixen a la compacitat del dipòsit, i són indicatives de la proximalitat d'aquest. També es troben bombes múltiples. Els lítics accidetals són tant sedimentaris com ignis. Dels ignis en destaca una tipologia que són fragments volcànics massius grisos alterats i fragmentables amb les mans, i amb abundants fenocristalls d'olivina; poden arribar a tenir mida bloc. Aquests tipus d'accidentals es troben fins al sostre del terme D, després desapareixen.

El terme B és la continuació de l'A, però té la particularitat de que té intercalacions de nivells centimètrics de granulometria molt més fina, mida lapilli fi i cendra. La granulometria general del nivell és més fina que A, sent predominantment lapilli groller i fi, amb bombes poc abundants.

C és un terme format per un sol event, té un mig metre de potència i presenta una base formada per una mena d'entapissat de lapilli groller que passa gradualment a lapilli fi amb estructures tractives, laminació encreuada. Aquestes estructures no estan gaire marcades degut a que el tall on s'observa aquest nivell és perpendicular a la direcció de transport. La potència d'aquest nivell varia lateralment. (Fig. 6.5).



Fig. 6.5 Vista més en detall dels termes A, B i C.

Estudi dels mecanismes eruptius del volcà Puig de la Garrinada (Olot)

El terme D és un dipòsit oligomíctic matrix-supported d'uns 2 metres de potència, de color ocre clar (a diferència dels nivells inferiors que són tots grisosos). La base esta formada per piroclastos molt semblants als del sostre de C, i presenta força estructures de càrrega contra el nivell precedent; tot plegat fa que el límit no estigui ben marcat. La composició general del nivell és de fang, cendres i lapilli molt fi, tot i que presenta gran abundància de lapilli groller i bombes, que no estan distribuïts homogèniament, sinó que són més abundants a diferents nivells i zones dins el paquet. Les bombes que es troben són de diversos tipus: n'hi ha de molt escoriàcies arrodonides, amb vesícules arrodonides i molt pobres en xenòlits i xenocristalls, i d'altres més massives i més riques en xenòlits i xenocristalls; hi ha bombes múltiples amb nucli massiu i crosta escoriàcia, alhora que n'hi ha que presenten deformació plàstica. Una última tipologia de bomba crida l'atenció, les bombes "ameboides"; són bombes amb morfologies molt irregulars, amb entrants i sortints arrodonits. Fins aquest nivell arriba la presència de la lava massiva alterada, que aquí es troba en fragments de mida còdol. Els lítics accidentals i bombes massives són més abundants a la base, mentre que cap a sostre es fan més abundants les bombes escoriàcies. La majoria de les bombes presenten un recobriment del material fangós, se'ls ha aglomerat matriu a la superfície. Al sostre del paquet hi ha un nivell de bombes escoriàcies sense matriu i fragments accidentals de lava alterada. (Fig. 6.6).

Per sobre D es troba E, d'uns 30 cm de potència, format per un conjunt de petits nivells centimètrics que estan molt ben diferenciats entre sí per canvis de coloració i enduriment. El paquet està format per piroclasts mida lapilli fi i cendra grollera, amb alternança de nivells gris fosc i nivells de colors clars entre ocres i rosats. La coloració clara del lapilli ve donada per recobriments de mida de gra molt fina. Aquest dipòsit té estructures deposicionals tractives que esquiven els obstacles. Hi ha bombes que formen estructures d'impacte a mitja seqüència (Fig. 6.6).



Fig. 6.6 Vista en detall dels termes D i E. En D s'observa l'ordenació en nivells dels fragments arrossegats pel flux piroclàstic. En E es veu un bloc que va caure al mig de la seqüència, deformant els materials ja dipositats, i quedant recobert pels materials posteriors.

A continuació hi ha F, que és un nivell massiu d'un mig metre de gruix bastant homomètric, format per fragments escoriacis de mida lapilli fi (Fig. 6.7).

La seqüència acaba amb G, paquet d'uns dos metres format per una laminació molt fina de lapilli fi i cendres (Fig. 6.7). La fina laminació i les estructures tractives i deposicionals presents (Fig. 6.8) fan que aquests dipòsits es puguin interpretar com a dipòsits d'onada piroclàstica (base surges).



Fig 6.7 Detall de la part superior de la seqüència, termes E, F i G. Per sota els peus de la persona és el terme E. Dels peus als genolls, F. I de genolls amunt G. G mostra una gran laminació, mentre que F no en presenta.



Fig. 6.8 Detall del terme G. A la dreta detall de la laminació mil·limètrica a centimètrica que forma G. A l'esquerra detall de com els dipòsits de G s'adapten a les irregularitats del substrat, en aquest cas una colada basàltica; aquestes morfologies de dipòsit són típiques d'onada piroclàstica.

Donada la gran qualitat de l'aflorament es va decidir dur a terme un estudi en detall de tota la seqüència, encara que especialment dels nivells de materials més fins, susceptibles de ser d'origen freatomagmàtic. Per això es va fer el següent mostreig: es va recollir 1 mostra de la colada basal (G.N.-1), per a comparar-la amb mostres d'una altra colada recollides a la mateixa població d'Olot per Domingo Gimeno; un bloc de lític accidental de lava massiva del terme C (G.N.-2); vàries mostres de bombes del membre A de la columna, amb l'objectiu de fer anàlisis químiques del conjunt, i observacions al microscopi del conjunt i en especial dels xenòlits (G.N.-3); 54 mostres (G.G.-01 a G.G.-54) agafades gairebé nivell a nivell en tots els termes de la columna. En les figures següents es mostra d'on van ser recollides cadascuna de les mostres G.G. (Figures 6.9 a 6.12).



Fig. 6.9 Punts de mostreig de les mostres G.G. 01 a G.G 05.



Fig. 6.10 Punts de mostreig de les mostres G.G. 06 a G.G. 08. La mostra G.G. 09 es va prendre del terme D.



Fig. 6.11 Nivells de mostreig de les mostres G.G. 10 a G.G. 22. Tots aquests nivells corresponen al terme E.



Fig. 6.12 Nivells de mostreig de les mostres G.G 24 a G.G. 45; G.G 23 es va prendre al mateix paquet que G.G. 24, el terme E.

6.3 Descripció dels materials que es troben

Un cop feta una observació en detall de les mostres recollides al camp es va veure que hi havia una notable diversitat de materials formant les mostres. Els materials reconeguts són descrits a continuació.

Accidentals sedimentaris: mides molt variables, de menys d'un mil·límetre a un decímetre. Coloracions clares blanquinoses a terroses i composicions que semblen argiloses a carbonatades. Sempre molt arrodonits.

Accidentals de lava massiva: mides molt variables, com els accidentals sedimentaris. Es presenten en forma de fragments angulosos amb una fracturació irregular molt penetrativa que fa que es puguin trencar amb les mans. Són de color gris clar, sense vesiculació, amb una gran abundància de petits cristalls (mil·limètrics) d'olivina, i unes taques esfèriques de color blanc que són producte de l'alteració.

Bombes: mides de centímetres a més d'un metre. Es troben senceres i fragmentades, i presenten diferents morfologies. Hi ha bombes escoriàcies, amb una vesiculació molt important predominantment de vesícules arrodonides. També hi ha bombes més massives: aquestes poden ser aproximadament esfèriques o bé fusoïdals, i poden tenir un recobriment escoriaci, indicant que es tracta de bombes múltiples. Les bombes massives tenen una vesiculació molt baixa de vesícules de formes variades, sovint aixafades o allargades, i presenten gran quantitat de xenòlits i xenocristalls, que solen estar envoltats de vesícules grans que els aïllen parcialment de la resta de la bomba. També hi ha bombes amb morfologia "ameboide", amb una superfície molt irregular plena de sortints i entrants arrodonits. Les bombes també incorporen fragments de mides diverses (predominantment menys d'un decímetre) de lítics accidentals d'origen sedimentari. Algunes bombes, especialment les més grans, presenten disjunció esferoïdal.

Xenòlits: mides molt variables, de menys d'un mil·límetre a diversos centímetres. Formats per olivines i piroxens. Es troben dins de bombes i com a fragments lliures.

Xenocristalls i fenocristalls: es troben en els piroclastos i lliures. Són feldspats (plagiòclasi, normalment transparent), olivines i piroxens.

Escòria oxidada: fragments escoriacis de menys d'un centímetre. Presenten un color taronja-vermellós intens, fruit de la oxidació del basalt. Tenen una vesiculació important de vesícules grans i arrodonides. Morfologies molt irregulars degudes a les vesícules i vores anguloses.

Escòria amb pel·lícula oxidada: fragments escoriacis de mida variable però quasi sempre inferior a 5 mm. Són piroclastos amb una vesiculació important en la majoria dels casos però força variable, de color gris fosc. Alguns dels fragments mostren que en origen la superfície del clast va ser suavitzada per la tensió superficial del fos en ser formats; degut a la fragmentació posterior alguns fragments posseeixen trossos de la superfície mentre que d'altres són fragments de l'interior del clast original, i tenen només vesícules grans i vores cantelludes. El tret característic d'aquestes escòries és que tenen una fina pel·lícula superficial que està oxidada i que agafa tonalitats entre gris clar i ocres vermellosos. En la majoria dels casos les escòries van patir una fragmentació posterior a l'oxidació de la superfície, i per això les pel·lícules oxidades no ocupen tota la superfície dels fragments.

Piroclastos fluidals: piroclastos amb morfologies fluidals, de gotes i agregats de gotes i filaments. Mida lapilli i cendra, amb una vesiculació molt important. Les gotes són majoritàriament allargades. Tot i això, segons la manera d'agregar-se es formen dues tipologies de piroclastos: agregats de gotes amb una direcció d'orientació preferent, o agregats irregulars de gotes. Els piroclastos fluidals tenen una porositat molt gran deguda als espais que queden entre les gotes que s'agreguen.

Piroclastos no fluidals: fragments escoriacis típics, amb morfologies irregulars, vesícules grans i poc abundants, i vores anguloses. La majoria són piroclastos amb morfologia indicativa de freatomagmatisme, amb baixa vesiculació, equidimensionals i vores anguloses, piroclastos de morfologia tipus blocky (a partir d'aquí s'anomenaran per simplificar "piroclastos blocky").

Recobriments superficials: són conjunts de partícules que es troben adherides a la superfície dels grans que formen la mostra. Aquestes partícules es poden trobar en forma de crostes o bé aïllades entre si formant un puntejat sobre el gra afectat. Alhora, el recobriment pot ser homogeni, format per un sol tipus de partícules que solen agafar tonalitats clares de color rosat a ocre i tenen un aspecte llimós, o bé ser heterogeni i estar format per un aglomerat del material llimós barrejat amb petits fragments de tots els materials descrits anteriorment.

6.4 Descripció detallada de les mostres

La descripció de cada mostra es va fer a partir de petites porcions representatives de les mostres recollides al camp. En el cas de les mostres dels termes A i B es van ignorar per a la descripció en detall les bombes, ja que són els fragments petits els que contenen la informació que es volia obtenir.

Per dur a terme una descripció detallada, però poder comparar també les característiques de les diferents mostres, es va dissenyar una fitxa patró que es va anar omplint per cada mostra, de manera que cada mostra té la seva fitxa.

Per a l'elaboració de la fitxa es va haver d'interpretar quins piroclastos són juvenils i quins són accidentals. Es va decidir que els piroclastos fluidals i no fluidals s'interpretarien com a piroclastos juvenils, mentre que les escòries oxidades i les escòries amb pel·lícula oxidada s'interpretarien com a lítics accidentals. Aquesta interpretació es basa en les publicacions de Mallarach i Martí, on s'explica que els cons es formaren per episodis únics de curta durada (pocs dies a setmanes), de manera que en principi les escòries no tindrien temps d'oxidar-se i per tant haurien de provenir de dipòsits d'erupcions anteriors. En la figura 6.13 es mostra el model de la fitxa que es va utilitzar per a la descripció de les mostres.

Per a mostrar tota la informació recollida amb les fitxes, es van buidar totes a una taula que es presenta com a figura 6.14. De l'anàlisi de totes aquestes dades se n'obté gran quantitat d'informació, encara que per tal de facilitar-ne la comprensió es comenten breument només els aspectes més destacables de la informació extreta de la taula. L'explicació següent es troba esquematitzada en forma de gràfic a la figura 6.15. Així, de l'estudi de les dades obtingudes amb l'observació de les mostres cal destacar uns quants fets que fan referència a la classificació de les mostres, el contingut en cristalls i lítics accidentals, i la relació entre piroclastos juvenils fluidals i no fluidals. Pel que fa a la classificació granulomètrica, en els termes A i B aguesta és molt pobra en general, tot i que en els nivells fins de B arriba a ser moderada. A continuació el terme C té una bona classificació, fet que concorda amb que es trobin estructures tractives i ordenació granulomètrica a l'aflorament. Els termes D, E i F tornen a tenir una classificació molt pobra, i finalment G presenta variacions més o menys cícliques de classificació, que va de molt pobra a molt bona. El segon aspecte a comentar fa referència als cristalls lliures. En els termes A, B, C i D els cristalls són relativament abundants, representant aproximadament el 5% del volum de les mostres; a més, els cristalls tenen unes dimensions considerables, havent-n'hi que
superen els 4 mm i sent molt abundants els de mides entre 1 i 2 mm. En canvi, en arribar al terme E i fins al final de la següència els cristalls es tornen molt escassos (menys d'un 1 o un 2%) i de granulometria més fina, sent pocs els que arriben o superen el mil·límetre de diàmetre. Així doncs, hi ha un contrast molt important en les característiques dels cristalls entre les dues parts de la columna esmentades. En el cas dels lítics accidentals, les classes presents varien al llarg de la columna. A l'inici els accidentals són majoritàriament fragments sedimentaris i de lava massiva alterada. Els sedimentaris perden importància a partir del terme E, però estan presents en tota la seqüència. En canvi, la lava massiva és molt abundant fins al sostre de D, punt en què desapareix, rellevada per l'escòria oxidada, que comença a aparèixer al terme C i es troba fins al final. A l'escòria oxidada se li afegeix l'escòria amb pel·lícula oxidada a partir del terme F, que també es manté fins al final. Per tant, hi ha un relleu en els lítics accidentals trobats. Per acabar, la relació entre piroclastos juvenils fluidals i no fluidals mostra contrastos marcats dins la següència. Al començament tots els juvenils són no fluidals bastant irregulars, els primers fluidals no apareixen fins als nivells de granulometria més fina del terme B i C, i tot i això són molt escassos, només representen un 10% de la mostra. En el terme D apareix sobtadament una gran quantitat de fluidals, que passen a ser la fracció dominant del dipòsit, i en E les mostres ja estan completament formades per piroclastos juvenils fluidals. En F també són tot juvenils fluidals. Finalment, en el terme G tornen a aparèixer els juvenils no fluidals: en aquest terme la proporció entre fluidals i no fluidals és molt variable i inclou els dos extrems.

Estudi dels mecanismes eruptius del volcà Puig de la Garrinada (Olot)



35







6.5 Observacions al SEM

Les observacions al microscopi electrònic de rastreig tenen la finalitat de dur a terme un estudi morfològic i composicional més detallat dels materials estudiats anteriorment amb el binocular. Les mostres a estudiar van ser separades de les mostres a partir de les quals es van omplir les fitxes, es van muntar sobre un stub adhesiu i metal·litzar amb C, i es van estudiar amb el SEM JEOL JSM-840 amb un microanalitzador EDS Link Systems acoblat per fer les anàlisis químiques qualitatives. Es va treballar amb unes condicions analítiques de 15 KV i 3·10⁻⁹ A.

Els materials estudiats i descrits en aquest apartat són:

- Piroclastos juvenils fluidals
- Piroclastos juvenils no fluidals
- Lítics accidentals
- Escòries oxidades
- Escòries amb pel·lícula oxidada
- Cristalls
- Recobriments superficials

Piroclastos juvenils fluidals

Aquests tipus de juvenils són el resultat de la fragmentació d'un fos de viscositat baixa. Com a resultat de la baixa viscositat, i gràcies a la tensió superficial, el fos adopta formes de gotes que es poden unir per donar piroclastos més grans. En funció de l'elongació de les gotes i la geometria en què es van fusionar, es poden identificar gotes aïllades, filaments de vidre, agregats de gotes elongades unides amb una direcció preferent, i agregats irregulars de gotes (Fig. 6.16 i 6.17).

En el microscopi es pot observar com la vesiculació dels piroclastos és força variable, encara que en general molt elevada. A diferència dels piroclastos no fluidals que presenten poques vesícules de mida gran, aquests tenen moltes vesícules de petita mida. Les formes de les vesícules van d'esfèriques a molt allargades en funció de la deformació que va patir el fragment de fos emès. També es pot veure com en els casos en que la viscositat del fos era especialment baixa en el moment de fragmentar-se, el gas que s'estava exsolent podia arribar a trencar la pell superficial de la gota de fos. En alguns casos el fos no era prou fluid com per retraure's després de l'obertura de la vesícula a l'exterior, de manera que es veu clarament aquesta obertura a la superfície del piroclast. Com que les vesícules estan molt a prop de la superfície i els

envans que les separen de l'exterior són fràgils, sovint es troben vesícules obertes a l'exterior per trencament de la pell superficial posterior a la litificació del piroclast.

Els piroclastos fluidals són en la majoria dels casos fragments dels agregats de gotes originals, mostrant plans de fractura concoides on es pot observar la vesiculació. Els plans de fractura acostumen a ser perpendiculars a la direcció més llarga dels grans. També cal dir que a la superfície d'aquests piroclastos es troben sovint abundants resquills de vidre producte de la fragmentació intensa del vidre afavorida per l'elevada fragilitat d'aquest producte degut a la gran vesiculació. A part de petits fragments de vidre també poden tenir a la superfície altres recobriments com els que s'expliquen més endavant. La fracturació és fruit de la turbulència del flux o onada que els va transportar i de l'impacte amb el terra o altres partícules dins del flux.

Piroclastos juvenils no fluidals

Els piroclastos no fluidals comparteixen en la majoria dels casos unes característiques que són: hàbit equant, amb cares planes a curviplanars que tallen les vesícules presents i que es troben en vores anguloses formant angles pròxims a l'angle recte, i una vesiculació nul·la a mitja formada per vesícules esfèriques grans i poc abundants. Aquestes característiques són les dels anomenats piroclastos de tipus blocky, formats per fractura fràgil del vidre durant les interaccions freatomagmàtiques. Ara bé, tot i que aquesta és la població dominant de grans, les morfologies presents són forca variables. Així, es poden trobar també piroclastos molt irregulars i de vores suavitzades (semblants als grans molsosos descrits per Sheridan i Wohletz (1983)), fragments de vidre que separaven vesícules pròximes entre sí resultant piroclastos en forma de plat o Y, i altres morfologies que tot i la varietat són sempre d'hàbit equant i baixa vesiculació. Finalment, també se'n troben amb una vesiculació molt elevada de vesícules petites i molt abundants com les que es troben en els piroclastos fluidals; això és perquè per fragmentació dels piroclastos fluidals es poden formar piroclastos que no conservin cap porció de la superfície fluidal i que per tant tinguin aspecte de no fluidals tot i l'origen fluidal. (Fig. 6.18 i 6.19).

Com en el cas dels fluidals, els piroclastos no fluidals poden presentar partícules adherides a la superfície i recobriments, així com feno- i xenocristalls englobats dins el vidre.



Fig. 6.16. Piroclastos juvenils fluidals. a) agregat de gotes amb direcció preferent; b) agregat de gotes sense direcció preferent; c) juvenil fluidal de petita mida; el pla de fracturació és perpendicular a l'elongació; d) i e) juvenils fluidals petits; f) fil de vidre (micro-Pele's hair) adherit a la superfície d'un juvenil fluidal.



Fig. 6.17 Piroclastos juvenils fluidals. a) juvenil fluidal amb una gran vesiculació; b) detall de la vesiculació de l'anterior; c) detall de la superfície d'un juvenil fluidal molt vesiculat on es veu que les vesícules es van obrir a l'exterior quan el fos encara era un líquid viscós; d) detall d'una vesícula que va col·lapsar probablement per un impacte quan el vidre encara era plàstic; e) detall de la superfície d'un juvenil fluidal en què la part més superficial del gra està esquerdada; això es dóna per hidratació de la pell, marca l'inici del procés de palagonitització de la cendra basàltica; f) detall de vesiculació amb abundants resquills de vidre.



Fig. 6.18 Piroclastos juvenils no fluidals. a) i b) piroclastos blockys no vesiculats; c),d) i e) piroclastos vesiculats de tendència blocky, les cares són planes a curviplanars i es tallen en angles pròxims a 90°, vores anguloses; f) piroclast no fluidal de morfologia molsosa, la superfície és molt convoluta i les vores són subarrodonides.



Fig. 6.19 Piroclastos juvenils no fluidals. a) i b) fragments amb una vesiculació elevada de vesícules esfèriques que dóna unes morfologies irregulars; c) piroclast no fluidal que correspon a un fragment de vidre que es trobava entre diverses vesícules de gran mida; d) i e) piroclastos no fluidals que s'allunyen de la definició dels piroclastos freatomagmàtics estàndard; tenen cares molt irregulars sense vesícules i vores subarrodonides; f) fragment de piroclast juvenil fluidal que ha perdut la superfície característica i que es podria confondre amb un no fluidal si no fos per la gran vesiculació de vesícules esfèriques petites i molt abundants.

Lítics accidentals

Entre els accidentals no volcànics dominen clarament els sedimentaris, tot i que també se'n troben d'origen igni. Pel que fa als accidentals d'origen sedimentari es troben grans de quars, grans de carbonat, clasts fets de quars i calcita, i clasts de quars i argiles. Aquests són els més abundants, encara que també es troben alguns grans formats per sulfats i clorurs, i alguns altres de composició més diversa, incloent feldspats o apatita. En el cas dels accidentals ignis, és molt abundant la plagiòclasi, trobant-se junt amb feldspat potàsic, quars i piroxè en fragments polimineràlics.

En general, els lítics accidentals tenen hàbit bastant equidimensional amb cares i vores arrodonides, i estan lliures de vidre volcànic. Hi ha alguns exemples però, de lítics accidentals als que es va adherir alguna gota de fos basàltic. (Fig. 6.20, 6.21 i 6.22).

Escòries oxidades

Són fragments escoriacis de morfologies irregulars, molt controlades per la important vesiculació que presenten en la majoria dels casos. Fruit de la vesiculació les cares dels grans són molt irregulars i les vores són anguloses, tot i que n'hi ha que estan lleugerament arrodonides. La superfície d'aquests clasts està alterada, formada per petits cristalls que creixen sobre la superfície donant-li un aspecte rugós. Com a resultat de l'oxidació, alteració, que han patit, la seva composició està empobrida en potassi. (Fig. 6.23).

Escòries amb pel·lícula oxidada

Les escòries amb pel·lícula oxidada presenten una vesiculació força variable, sent des de quasi massives a tenir una vesiculació important. Les vesícules varien també de forma, podent ser amorfes a esfèriques. Gran part d'aquestes escòries tenen restes d'una superfície suau fruit de la tensió superficial del fos que les va generar, i sol ser aquesta superfície la que està oxidada. Ara bé, també n'hi ha que presenten oxidació en cares generades per fragmentació del piroclast original. Les anàlisis qualitatives dutes a terme a la superfície dels piroclasts revelen que mentre que les superfícies fresques tenen un cert contingut en K, semblant als dels piroclastos juvenils, les superfícies oxidades estan molt empobrides en aquest element o l'han perdut completament. Aquesta pèrdua de K és un fet comú i és degut al rentat dels elements més mòbils com a conseqüència de l'oxidació i alteració que pateix la superfície del gra. (Fig. 6.24).



Fig. 6.20 Lítics accidentals sedimentaris. a) gra de quars; b) fragment de cristall de quars amb fractures concoides; c) clast de carbonat; d) clast de carbonat; e) clast de quars i calcita; f) detall del clast e).



Fig. 6.21 Lítics accidentals sedimentaris i ignis. a) clast format per quars i argiles; b) detall de les argiles i una placa de quars; c) detall dels cristalls d'argiles de la fotografia b); d) clast sedimentari amb quars, calcita, argiles, restes de feldspats (potàsics i sodicocàlcics), i apatita; e) detall de d) on es veuen plaques de cristalls; f) accidental amb feldspats, quars i un mineral amb Si, Al, Fe i Mg.



Fig. 6.22 Lítics accidentals sedimentaris i ignis. a) accidental igni ric en plagiòclasi i amb una gota de basalt juvenil adherida; la plagiòclasi són els cristalls grans, la gota de fos és la forma allargada al marge dret; b) detall d'un cristall de plagiòclasi; c) detall de la superficie; d) cristall gran de plagiòclasi amb molts cristallets petits per la superficie; e) accidental amb grans cristalls de piroxè; f) accidental format per sulfats i clorurs.



Fig. 6.23 Escòries oxidades. a) escòria oxidada amb una vesiculació molt important de vesícules esfèriques; b) detall de l'escòria a) en què es veu la superfície rugosa producte de l'alteració del piroclast original; c) escòria oxidada formada en gran part per les parets de vidre que separaven unes vesícules molt grans; d) escòria amb vesícules més irregulars i vores més arronides; e) escòria amb cares convolutes; f) escòria oxidada no vesiculada.



Fig. 6.24 Escòries amb pel·lícula oxidada. a), b) i c) escòries amb restes de la superfície suau oxidada. Tenen vesiculació abundant de vesícules esfèriques; d) escòria amb pel·lícula oxidada que conserva la major part de la superfície suau; e) escòria amb pel·lícula oxidada provinent d'un piroclast original diferent; vesícules amorfes aplanades i cares irregulars amb vores anguloses; f) escòria amb vesiculació molt baixa i cares irregulars amb vores subanguloses.

Cristalls

Els cristalls són tant xenocristalls com fenocristalls i es troben lliures, amb gotes de vidre adherit, o bé estan inclosos en piroclastos. Es poden observar olivines, plagiòclasis i piroxens, sent les olivines els més abundants. Plagiòclasis i piroxens solen mostrar plans d'exfol·liació, mentre que les olivines tenen abundants fractures concoïdals formant els seus costats. (Fig. 6.25).

Recobriments superficials

Els recobriments superficials estan formats per diversos materials. Es poden reconèixer cristalls que han crescut a partir de l'alteració dels materials originals, ciments que aglutinen i cimenten els grans, i la població dominant, que són els petits fragments, resquills, dels piroclastos juvenils i els accidentals. En el cas dels anomenats recobriments en apartats anteriors, aquests estan formats per cristalls neoformats que solen ser minerals de les argiles, quars i calcita, mentre que en cas dels aglomerats el recobriment superficial està format per una matriu de cristalls d'alteració que uneixen entre si resquills de vidre, cristalls i lítics accidentals. Les anàlisis mostren que els recobriments de cristalls d'alteració mantenen en conjunt una composició semblant a la del vidre juvenil, tot i que solen estar empobrides en potassi ja que aquest és un element molt mòbil. (Fig. 6.26 i 6.27).



Fig. 6.25 Cristalls. a) olivina amb fractures concoides; b) olivina amb vidre i recobriment adherits a la superficie; c) i d) piroxens; e) i f) plagiòclasis.



Fig. 6.26 Recobriments superficials. a) piroclast juvenil fluidal amb un recobriment superficial tipus puntejat molt poc abundant; b) Piroclast fluidal quasi completament recobert per un recobriment tipus crosta; c) detall del fragment b) on es veu el recobriment adherit sobre el vidre sa; d) Juvenil fluidal amb un recobriment tipus crosta; e) detall de la crosta de d); f) porció del recobriment que cobria un juvenil fluidal de la mostra G.G 14. El gruix de crosta que hi ha sobre els grans dels nivells amb crostes del terme E és molt important, superant com en aquesta fotografia els 200 micròmetres. S'observa també com els recobriments són molt disgregables.



Fig. 6.27 Recobriments superficials. a) fragment de la mostra G.G 09, que correspon al terme D. Aquest terme es caracteritza per una alteració quasi completa dels piroclastos juvenils, que van ser transformats a les crostes que s'observen actualment, i que formen grans de recobriment de crosta amb petits nuclis preservats del vidre original. És un material fàcilment disgregable; b) i c) detalls del recobriment, format per cristalls neoformats; d) crosta d'aglomerat recobrint un piroclast juvenil. Es poden reconèixer quins materials formen l'aglomerat, com ara petits fragments de juvenils fluidals. Els fragments que formen la crosta estan cimentats per cristalls neoformats d'argiles, quars i calcita; e) un altre exemple de crosta d'aglomerat; f) detall de la crosta d'aglomerat de e).

6.6 Observacions al microscopi petrogràfic

Es van fer làmines primes de 5 mostres. Les làmines són: OLP-1 i OLP-2, provinents de les mostres OLP-1 i OLP-2 procedents d'un aflorament de colada proper a l'aflorament estudiat; G.N.-1, de la mostra G.N-1 agafada a la colada basal de l'aflorament; G.N.-3.1, G.N.-3.2, G.N.X.-1 i G.N.X.-2, procedents de les mostres G.N.-3 i G.N.X, corresponents a bombes volcàniques del terme A. Aquestes 7 làmines van ser observades al microscopi petrogràfic.

<u>OLP-1</u>

Roca afanítica, vesicular, hipohialina, porfírica microlítica (localment traquítica), amb matriu pilotàxica. Vesiculació del 5-10%, amb vesícules esfèriques a amorfes. Fenocristalls i xenocristalls (lliures i formant xenòlits) d'olivina i piroxè, un 20% de la roca. La proporció piroxè-olivina és entre 3:2 i 2:1. Força xenocristalls estan corroïts, els fenocristalls són idiomòrfics, i alguns presenten creixement esquelètic. Hi ha petits cristalls idiomòrfics d'olivina a la matriu (fenocristalls), mentre que els cristalls més grans són arrodonits (corroïts, xenocristalls). Els piroxens mostren un marge de



Fig. 6.28 A dalt: vista general de la mostra OLP-1, x12,5. A baix: piroxè zonat. Les fotografies de l'esquerra són fetes amb llum paral·lela i les de la dreta amb Nicols creuats.

tonalitat més marronosa-rosada, probablement fruit d'un enriquiment d'aquesta zona en Ti. (Fig. 6.28).

<u>OLP-2</u>

Roca afanítica vesicular hipohialina, porfírica microlítica, amb matriu pilotàxica. Vesiculació inferior al 5% de vesícules força esfèriques. Cristalls d'olivina i piroxè en gran quantitat (un 20%), esquelètics i corroïts (feno i xenocristalls, respectivament). La proporció piroxè-olivina és entre 3:2 i 1:1. Els fenocristalls són en general idiomòrfics. Els piroxens tenen també coloració marronosa als marges. Aquesta mostra presenta una mica més d'olivina que la primera, i uns fenocristalls i micròlits en general més grans, correspon probablement a una part més central de la colada, de refredament més lent. (Fig. 6.29).



Fig. 6.29 Vista general de OLP-2, x25. La fotografia de la dreta està feta amb llum paral·lela, la de l'esquerra amb Nícols creuats.

<u>G.N.-1</u>

Roca afanítica vesicular hipohialina, porfírica microlítica, pilotàxica. Vesiculació d'un 10% amb vesícules esfèriques. Xenocristalls de piroxè i olivina corroïts, pocs.



Fig. 6.30 Vista general de G.N.-1, x12,5. La fotografia de la dreta està feta amb llum paral·lela, la de l'esquerra amb Nícols creuats.

Fenocristalls idiomòrfics de piroxè i olivina. Domina el piroxè sobre la olivina (4:1), i en total formen el 20% de la mostra. (Fig. 6.30).

G.N.-3.1 i G.N.-3.2

Roca afanítica vesicular hipohialina, porfírica microlítica (encara que els micròlits estan lleugerament orientats). Matriu pilotàxica. Vesiculació baixa, 5-10%. Cristalls petits de piroxè i olivina, bastant abundants (20%). Força cristalls, especialment els més grans de piroxè, estan corroïts. Alguns presenten creixements idiomòrfics esquelètics. Hi ha xenòlits formats per olivines i piroxens, xenòlits mantèl·lics de composició original websterita olivínica, wehrlita o lerzolita. En els xenòlits es pot observar que la vora marronosa rica en Ti dels piroxens es troba només on el piroxè ha estat en contacte amb el fos, ja que els piroxens aïllats del fos no la presenten. Dins els xenòlits hi ha també espinels. Alguns cristalls de piroxè tenen la particularitat d'estar formats per un nucli corroït de color verd fosc sobrecrescut per un nou piroxè idiomòrfic de color marronós, que pot estar també bastant corroït. La porositat formada als xenòlits fruit de la fusió parcial està reomplerta de la matriu pilotàxica, el fos va entrar a la porositat. Els xenoristalls tenen el seu origen en la



Fig. 6.31 A dalt: vista general de la mostra G.N.-3.1, x25. A baix: Olivina amb creixement esquelètic x80. Les fotografies de la dreta estan fetes amb llum paral·lela, les de l'esquerra amb Nícols creuats.

disgregació dels xenòlits. En els xenòlits d'aquestes mostres es reflecteix un procés de metasomatisme que va donar lloc al gradual reemplaçament de piroxens i olivines per un amfíbol kaersutític, de color marró. Aquest procés no va afectar els fenocristalls. (Fig. 6.31 i 6.32)



Fig. 6.32 A dalt: piroxè idiomòrfic format per un nucli de color verd fosc corroït sobrecrescut de piroxè zonat amb Ti, x40. A baix: xenòlit de websterita olivínica. El fos va entrar al xenòlit omplint els buits deixats durant la fusió parcial. Les fotografies de la dreta estan fetes amb llum paral·lela. les de l'esquerra amb Nícols creuats.

<u>G.N.X.-1 i G.N.X.-2</u>

Roca afanítica vesicular hipohialina porfírica. Micròlits poc abundants i desorientats (microlítica). Matriu pilotàxica. Vesiculació molt alta, 40-50% de vesícules amorfes. Té xenocristalls corroïts i fenocristalls d'olivina i piroxè (en conjunt un 25-30%). També hi ha xenòlits formats per olivina, piroxens i amfíbols. Com en les mostres G.N.–3, les roques que formen els xenòlits van patir un procés de metasomatisme que va transformar gran part dels piroxens i olivines en amfíbols kaersutítics. Els protòlit dels xenòlits observats devien ser websterites olivíniques, wherlites o lerzolites. Tant els piroxens lliures com els que formen els xenòlits i van estar en contacte amb el fos mostren el marge de color marró-rosat. Al voltant dels

xenòlits es formen vesícules més grans. (Fig. 6.33).



Fig. 6.33 A dalt: Vista general de la mostra G.N.-X.1, x12,5. Al mig: al voltant dels xenòlits es formen grans vesícules que els envolten en gran part. El xenòlit és a la part de dalt de la imatge, a la part de baix hi ha el fos, x12,5. A baix: xenòlit; els cristalls de color marró són amfíbols. x25. Les fotografies de la dreta estan fetes amb llum paral·lela, les de l'esquerra amb Nícols creuats.

7. GEOQUÍMICA

Com a complement a les observacions morfològiques, principal eina de treball en aquest estudi, es va dur a terme l'anàlisi geoquímica d'unes quantes mostres representatives de les principals poblacions de clasts descrits en l'apartat anterior. Així, es va determinar la composició en elements majors i traces de: juvenils fluidals, juvenils no fluidals, lítics accidentals de colada, bombes i la colada basal.

7.1 Metodologia

La determinació dels elements majors i traces es va fer amb Fluorencència de Raigs X, això requereix la preparació de pastilles i perles a partir de mostra molturada.

7.1.1 Mostres escollides per analitzar

En primer lloc es van escollir les mostres que s'usarien per les anàlisis. Els piroclastos fluidals es van separar de la mostra G.G. 23. Els no fluidals de la G.G. 38. El lític accidental de colada correspon a un bloc agafat en terme C. Per la colada basal es va escollir la mostra G.N. 1. A més, per tal de comparar la colada present a l'aflorament amb les colades que apareixen en un aflorament proper es van analitzar dues mostres d'aquest segon aflorament proper (obres de construcció d'un aparcament soterrat al costat del supermercat LIDT) recollides per Domingo Gimeno; les mostres són OLP-1 i OLP-2.

7.1.2 Triatge de la mostra

En el cas dels piroclasts juvenils es van separar els fragments a analitzar amb ajuda del binocular. Com s'ha explicat anteriorment els piroclasts més fins presenten molt sovint partícules adherides a la superfície. Per tal d'evitar al màxim els efectes d'aquests recobriments es va fer la separació de mostra a partir de mostres poc afectades i, a més, un cop separades es van sotmetre a una neteja per ultrasons.

En el cas de les altres mostres a analitzar, com que procedien de mostres mida bloc, es va fer una primera trituració manual amb ajuda d'una massa fins a aconseguir fragments de menys d'un centímetre de diàmetre. Dels fragments aconseguits es van seleccionar els que no tenien superfícies alterades, evitant també els xenòlits i xenocristalls més grans, ja que aquests poden distorsionar els resultats.

7.1.3 Molturació

Les mostres preparades per analitzar es van molturar amb un molí d'anelles.

7.1.4 Preparació de perles i pastilles

Les perles es van preparar per a l'anàlisi dels elements majors seguint el protocol establert pels Serveis Científico-Tècnics (SCT) de la UB: inicialment es pesen 0,3 g de mostra molturada i assecada; a continuació s'hi afegeix tetraborat de liti fins a aconseguir una dilució de 1:20. Es posa la mostra al gresol de platí i s'hi afegeixen 6 mesures de 30 µl de iodur de liti. La mescla es fon a uns 1300°C amb la perladora, que automàticament aboca el fos a un plat de Pt on es refreda la perla. Aquest procés es fa 3 vegades per cada mostra; el primer serveix per netejar el material de treball, la perla que s'obté no s'usa per a l'anàlisi; les altres dues perles obtingudes són les de mesura i duplicat.

La preparació de les pastilles per a la determinació dels elements traces segueix un procediment diferent. Es pesen un 6 g de mostra molturada i assecada, i es barregen amb 2 ml d'Elvacite dissolt en acetona (solució al 20%). Es fica la barreja en una càpsula sobre una base d'àcid bòric i es compacta amb una premsa a una pressió màxima de 200 kN durant 1 minut. Per cada mostra es preparen dues pastilles, una de mesura i l'altra de duplicat.

7.1.5 Anàlisi

La determinació dels elements majors i traces es va fer per Fluorescència de Raigs X amb l'espectrofotòmetre de raigs X Philips PW 2400. La quantificació dels elements amb l'espetrofotòmetre es realitza mitjançant una recta de calibració feta a partir de mostres geològiques de patró internacional preparades pels SCT de la UB.

7.1.6 Calcinació

Per tal de calcular el contingut en volàtils estructurals es van fer calcinacions de les mostres. Per la calcinació s'aboquen en un gresol 0,5 g de mostra molturada i assecada; a continuació es calcina la mostra amb una mufla en ambient oxidant a 900°C durant un mínim de 4 hores. Un cop refredades les mostres es calcula el pes que s'ha perdut amb l'alliberament dels volàtils.

7.2 Resultats

En la calcinació de les mostres totes van guanyar massa fruit de l'oxidació del ferro, de manera que als resultats obtinguts en la determinació d'elements majors no s'ha aplicat cap correcció per contingut en volàtils ja que aquest no es pot calcular per aquest procediment; en tot cas, això constitueix un control indirecte de que la mostra no està significativament alterada.

A partir dels elements majors es va fer el càlcul de la norma. En la taula següent (Fig. 7.1) es mostren els resultats obtinguts en la determinació dels elements majors i el càlcul de la norma. La taula de la figura 7.2 mostra el contingut en elements traces de les mostres analitzades.

	OLP - 1	OLP- 2	GN - 1	ACC	GN - 3	BOMBA	FLUIDAL	NO		
							_	FLUIDALS		
MAJORS (%)										
Fe ₂ O ₃	12,36	12,10	12,15	11,34	12,01	12,26	12,44	12,35		
MnO	0,17	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17	0,18		
TiO₂	2,58	2,57	2,55	2,33	2,62	2,66	2,47	2,57		
CaO	9,51	9,63	9,63	9,60	9,97	10,13	9,26	9,70		
K₂O	1,88	1,84	1,94	0,89	2,00	1,62	1,68	1,65		
P ₂ O ₅	0,64	0,65	0,64	0,60	0,69	0,67	0,54	0,61		
SiO ₂	44,31	43,94	44,32	44,08	43,04	43,15	44,93	44,04		
Al ₂ O ₃	14,50	14,45	14,46	14,10	14,31	14,19	14,13	14,16		
MgO	8,77	8,57	8,76	9,90	9,06	9,18	9,42	9,30		
Na₂O	3,57	4,62	3,54	5,59	3,86	3,90	2,85	2,86		
Total	98,29	98,55	98,17	98,60	97,74	97,94	97,89	97,92		
NORMA (%)										
%AN	56,54	56,61	57,46	45,78	66,84	62,23	53,20	55,96		
Ortosa	11,40	11,12	11,78	5,38	12,19	9,86	10,23	7,73		
Albita	14,19	10,39	13,57	13,02	8,09	10,27	18,86	18,16		
Anortita	18,46	13,56	18,32	10,99	16,31	16,91	21,44	23,07		
Nefelina	9,11	16,04	9,32	19,14	13,87	12,84	3,25	3,88		
Diòpsid	20,50	24,73	21,13	26,79	23,94	24,17	17,80	18,93		
Olivina	13,73	11,59	13,37	13,08	12,66	12,95	16,38	15,69		
Magnetita	6,07	6,04	6,03	5,68	6,16	6,21	5,93	6,05		
Ilmenita	5,03	4,99	4,97	4,52	5,13	5,20	4,83	4,95		
Apatita	1,52	1,54	1,52	1,42	1,65	1,60	1,29	1,55		
Total	100,01	100,01	100,01	100,01	100,01	100,01	100,01	100,01		

Fig. 7.1 Taula que mostra els resultats obtinguts en l'anàlisi dels elements majors i el càlcul de la norma. Per al càlcul de la norma es va calcular la proporció entre Fe^{2+} i Fe^{3+} segons Irvine i Baregar (1971). Es recorda que OLP-1 i OLP-2 són mostres d'una colada propera a l'aflorament estudiat; GN – 1 és una mostra de la colada basal de l'aflorament; ACC és una mostra d'un lític accidental provinent d'una colada basàltica; GN – 3 i BOMBA són mostres de bombes del terme A.

	OLP - 1	OLP-2	GN - 1	ACC	GN - 3	BOMBA	FLUIDAL	NO
								FLUIDALS
TRACES (ppm)								
Nb	55	57	57	62	61	61	48	56
Zr	193	203	197	214	205	204	174	208
Y	22	23	22	23	23	23	21	23
Sr	751	818	797	778	800	959	672	735
Rb	50	54	52	67	56	55	47	54
Th	9	11	10	11	12	11	9	8
Ga	19	19	20	19	19	19	19	19
Zn	93	86	99	92	92	92	104	96
W	146	148	148	150	152	135	369	819*
Cu	52	50	56	51	55	56	57	35
Ni	121	110	124	183	142	143	157	127
V	189	193	197	212	216	219	209	219
Ce	85	77	78	91	82	78	68	73
Со	58	58	58	70	59	56	85	213*
Pb	7	7	8	8	7	6	7	5
Ва	540	553	527	616	580	553	492	466
Cr	171	164	171	195	166	171	182	210

Fig. 7.2 Taula que mostra el contingut en elements traces de les mostres estudiades. Es recorda que OLP-1 i OLP-2 són mostres d'una colada propera a l'aflorament estudiat; GN – 1 és una mostra de la colada basal de l'aflorament; ACC és una mostra d'un lític accidental provinent d'una colada basàltica; GN – 3 i BOMBA són mostres de bombes del terme A. Les mesures amb un asterisc (*) són valors estimats per extrapolació per sobre el límit superior de la recta de calibració usada en el càlcul del contingut en elements traces de les mostres. La mostra "No Fluidals" presenta una contaminació en W i Co, probablement causada pel molí d'anelles usat en la molturació.

A partir del contingut en elements majors de les mostres es va projectar el diagrama Na_2O+K_2O/SiO_2 (diagrama TAS o de Le Bass (1986)), que permet fer una classificació de la roca en funció del seu quimisme (Fig. 7.3).



Fig. 7.3 Projecció en el diagrama TAS de les mostres analitzades.

En el diagrama TAS s'observa com excepte els piroclastos juvenils fluidals i no fluidals totes les mostres cauen clarament dins del camp de les tefrites i basanites. Els juvenils fluidals i no fluidals es troben en el camp dels basalts. Totes les mostres del camp tefrites/basanites tenen més d'un 10% d'olivina normativa, per tant, es tracta de basanites. La classificació d'aquestes mostres com a basanites amb composició pròxima a basalt, i basalts es correspon amb les observacions de Martí et al. (1994).

Per obtenir més informació es va seguir la classificació dels basalts proposada per Middlemost (1975). Així es van projectar les mostres amb composició basàltica (segons Middlemost es considera basalt a partir del 44% de Si) en els diagrames Na₂O/SiO₂ i K₂O/SiO₂, i en tots dos les mostres cauen en el camp de les roques alcalines; per tant, segons Middlemost (1975) es tracta de basalts alcalins. Això concorda amb el fet que no aparegui hyperstena a la norma. A més, la presència de nefelina i absència de leucita i kalsilita indica que es tracta de basalts alcalins sòdics.

8. DISCUSSIÓ

En aquest apartat s'interpreten les informacions extretes dels apartats anteriors per tal d'arribar a un model eruptiu final que expliqui satisfactòriament la seqüència de materials que es troba a l'aflorament estudiat. Amb aquesta finalitat es raona primer sobre alguns temes aïllats, i a continuació es va repassant la columna de materials terme a terme per tal de raonar el significat del dipòsit trobat i poder així anar construint el model buscat.

<u>Els xenòlits</u>

Les mostres de bombes i colades observades al microscopi petrogràfic contenen abundants xenòlits de composicions variades. Tal com s'ha explicat anteriorment, en els xenòlits s'observa un procés de metasomatisme que va transformar part dels piroxens i olivines en amfíbols. Per tal de poder conèixer l'origen dels xenòlits, cal fer la interpretació a partir dels protòlits. Els xenòlits més grans tenien originàriament composició majoritàriament de websterita olivínica; també es troba algun xenòlit de clinopiroxenita olivínica i altres, sobretot els més petits, de lerzolita. En les mostres estudiades no es troben xenòlits de dunita, això és perquè s'han disgregat durant el transport donant la gran abundància de xenocristalls d'olivina que es troba. Tots aquests xenòlits poden provenir de la base de l'escorça continental i de just per sota el Moho. Les dunites provenen segurament de les dunites que es formen per sota el Moho per empobriment en piroxè de la peridotita mantèl·lica per fusió prolongada. Les websterites olivíniques venen dels plutons de wherlites i websterites olivíniques que es formen a la base de l'escorça o al sostre el mantell. Així, el magma tindria el seu origen just per sota l'escorca, tal com indiguen les dunites, i durant el seu ascens hauria incorporat altres xenòlits arrencats de les parets del conducte, com ara les websterites olivíniques. Alhora, durant l'ascens hauria tingut lloc el procés metasomàtic, donat per la incorporació als xenòlits d'aigua i Ti, que produí la transformació de piroxens i olivines en amfíbols.

Aquestes observacions concorden amb les fetes per López Ruiz i Rodríguez Badiola (1985).

Freatomagmatisme

Com s'ha vist, la sequència de materials dipositats pel Puig de la Garrinada comença amb materials clarament estrombolians (terme A). Tot seguit però, la granulometria dels piroclastos disminueix ràpidament fins a fer-se majoritàriament inferior als 2 mm. A més d'aquesta granulometria tan fina, els piroclastos presenten

Estudi dels mecanismes eruptius del volcà Puig de la Garrinada (Olot)

unes morfologies diferents a les típiques estrombolianes, es tornen petits fragments vítrics equants, de cares planes i vores anguloses, amb una baixa vesiculació; apareixen els fragments blockys, típics del freatomagmatisme. Tot i la presència dels piroclastos fluidals, els piroclastos blockys, la baixa granulometria general en fàcies molt proximals, la fina laminació dels dipòsits i les estructures tractives observades que indiquen onades i fluxos piroclàstics, indiquen bastant clarament que el mecanisme eruptiu que va formar la part superior de la seqüència observada (B a G) era freatomagmàtic.

La granulometria observada és més grollera que la que teòricament s'observaria en un dipòsit freatomagmàtic segons Sheridan i Wohletz (1983). Alhora les morfologies dels piroclastos observades no es corresponen exactament amb les descrites per aquests autors. Una explicació per a aquest fet és que s'han estat observant fàcies molt proximals, els dipòsits es troben a escassament 300 metres del focus eruptiu; probablement les morfologies i granulometries típiques descrites per Sheridan i Wohletz van ser arrossegades pels fluxos i onades fins a fàcies més distals de menys energia, quedant a la zona proximal els piroclastos més grollers.

Escòries oxidades i lítics accidentals de lava massiva

Entre els materials emesos amb la lava hi ha molts fragments volcànics escoriacis oxidats. No hi ha cap evidència d'interrupcions dins de la columna piroclàstica estudiada (truncacions, erosions, paleosòls), per tant, l'erupció va ser probablement monogenètica de curta durada (poques hores, dies o setmanes) ; aquest temps és insuficient per permetre a les escòries juvenils de ser oxidades en ambient aeri al con volcànic abans de ser retreballades en estadis posteriors de l'erupció (el procés d'oxidació es pot afavorir si l'escòria està submergida en aigua). Per tant, les escòries oxidades han de provenir de dipòsits d'erupcions anteriors.

Donada la violència de les explosions freatomagmàtiques, l'aqüífer que subministra l'aigua sol veure's bastant afectat, de manera que el material emès conté quantitats importants de fragments de roques de l'aqüífer. En canvi, en els dipòsits interpretats com a freatomagmàtics estudiats a la Garrinada (descrits més endavant), els fragments de lítics accidentals sedimentaris que poguessin representar les roques de l'aqüífer són molt poc abundants, mentre que les escòries oxidades (tant les escòries oxidades s.s. com les escòries amb pel·lícula oxidada) són molt abundants.

Per tant, el model que es proposa és el d'un aqüífer format per materials escoriacis d'erupcions anteriors, amb materials sedimentaris per sota (ja que també es troben accidentals sedimentaris), i colades làviques per sobre que el confinen. En aquest model el magma ascendent escalfa l'aigua de l'aqüífer donant lloc a cicles

Estudi dels mecanismes eruptius del volcà Puig de la Garrinada (Olot)

convectius que alteren hidrotermalment les escòries i la base de les colades en contacte amb l'aqüífer. Les escòries pateixen una oxidació parcial (escòries amb pel·lícula oxidada) o total (escòries oxidades). En les colades es produeix l'alteració en taques blanquinoses que no afecta les olivines perquè és un procés molt ràpid. A més, les colades es veuen afectades per una activitat hidroclàstica que produeix la intensa fracturació observable; gràcies a aquesta fracturació el magma ascendent és capaç d'arrencar fragments de mida bloc i portar-los fins a la superfície.

Tot i la hipòtesi anterior, existeix un altre possible origen per les escòries oxidades s.s.; segons Walker i Croasdale (1971) en els dipòsits estrombolians es pot donar una oxidació per vapor que afecta els materials que es troben fins a uns 100 metres del cràter i que dóna un color vermell als piroclastos que el pateixen. Aquesta oxidació pot ser molt ràpida gràcies a les altes temperatures i composició agressiva dels vapors, i per tant és compatible amb episodis monogenètics de curta durada. Per tant, podria ser que les escòries oxidades es generessin per oxidació per vapor a la vora del cràter dels piroclastos juvenils, que serien posteriorment reemesos, i que les escòries amb pel·lícula oxidada es formessin per oxidació a l'aqüífer.

Interpretació de la seqüència eruptiva

Un cop aclarida l'estructura del subsòl es pot afrontar l'anàlisi de tota la seqüència eruptiva.

La columna vulcanoestratigràfica té la base en una colada que forma part de les colades superiors del pla d'Olot, i per sobre de la qual es troba el terme A. A les mostres de la colada basal i les bombes observades al microscopi petrogràfic es troben abundants fenocristalls d'olivina amb creixement esquelètic, que indiquen un refredament molt ràpid amb contacte amb aigua (supercooling, Bryan (1972)). El mateix indiquen les bombes amb disjunció concèntrica que es troben al terme A. Un refredament tan ràpid pot ser degut a la presència d'una certa làmina d'aigua, com ara un llac poc profund. Les colades inferiors que van per la vall del riu Fluvià són anteriors a l'erupció de la Garrinada (segons les datacions recollides per Mallarach (1998) a partir de treballs d'altres autors). Pot ser que en estar la vall del Fluvià en part reomplerta de basalts, aquests bloquegessin parcialment el drenatge del riu Fluvià al seu pas per Olot, donant un cert estancament d'aigües. De fet, diversos autors com ara Fayas i Domènech (1976) i Custodi et al. (1986) han comprovat mitjançant sondejos la presència de materials lacustres a diferents nivells en el reompliment sedimentari i volcànic de la vall del Fluvià (Fig. 8.1)



Fig. 8.1 Esquema estratigràfic de la conca alta del riu Fluvià segons Fayas, J.A i Domènech, J (1976) i modificat per Mallarach (1981). Atenció: en la llegenda les trames de graves i sorres fluvials i la de llims i argiles lacustres estan intercanviades.

Quan una colada basàltica entra en un cos d'aigua com ara un llac i queda submergida pateix un procés de supercooling, alhora que fruit de la interacció entre aigua i magma es formen hialoclastites i pseudopillows a les parts més externes de la colada (Yamagishi (1991)) (això es pot veure a la Garrotxa a les colades del riu Ser). En el cas de la colada basal de l'aflorament estudiat no s'observen ni hialoclastites ni pseudopillows; per tant, interpretant que el supercooling que va patir va ser degut a la presència d'una làmina d'aigua, és probable que la colada no quedés coberta per l'aigua, sinó que només la part frontal i basal interaccionés amb aquesta, quedant la part superior i interna més protegides d'aquest refredament accelerat. Així, la seqüència eruptiva va començar amb l'obertura del conducte eruptiu (Fig. 8.2) i l'emissió de grans quantitats de lava que van generar les colades superiors del Pla d'Olot (Fig. 8.3). No hi ha criteris per interpretar si l'inici de l'activitat eruptiva del volcà de la Garrinada va ser en continuïtat amb l'emissió de les colades de lava, o si, per contra, va transcórrer un important període de temps entre els dos events.



Colades
Aquifer
Substrat
sedimentari

Fig. 8.2 Obertura del conducte eruptiu. El gruixos dels diferents materials del substrat no estan a escala.

Fig. 8.3 Emissió de gran quantitat de lava que forma les colades superiors del pla d'Olot. Activitat hidroclàstica a la base de les colades.

Pel que fa a la interpretació genètica del terme A, es tracta d'un aglomerat heteromètric groller de bombes juvenils spatter i fluidals i altres piroclasts. Aquest dipòsit, tot i trobar-se al marge del con, és un dipòsit típic estrombolià proximal. La Garrinada va començar la seva activitat amb un funcionament eruptiu estrombolià. Com s'ha dit, hi ha bombes d'aquest terme que també experimenten supercooling, i, per tant, és probable que quan va començar l'activitat estromboliana encara hi hagués presència d'una certa làmina d'aigua on podien caure les bombes emeses, patint així un refredament sobtat. Tot i l'abundant aigua superficial no van tenir lloc interaccions freatomagmàtiques degut probablement a l'elevat flux de magma ascendent; a més, en anar emetent material es va anar formant el con fins que el magma ascendent va

quedar aïllat de l'aigua superficial (Fig. 8.4). Aquest nivell és molt ric en piroclastos lítics accidentals; això és freqüent en els primers estadis de formació d'un volcà, degut a que encara s'està obrint, eixamplant, el conducte eruptiu gràcies a l'erosió de les parets de la xemeneia. Són molt abundants els accidentals sedimentaris, que es van trobant en certa quantitat fins al terme D, a partir del qual són poc freqüents, potser degut a que el les parets del conducte en la zona de substrat sedimentari arriben a unes condicions de moderada estabilitat.



Fig. 8.4 Activitat estromboliana que comença a formar el con volcànic, terme A.

Del terme A cal destacar finalment la presència dels piroclastos lítics accidentals de lava massiva alterada. Aquests materials es troben gràcies a l'activitat hidroclàstica que té lloc a nivell de l'aqüífer durant l'ascens del magma. El fet que no es trobin alhora escòries oxidades pot ser degut a que per algun motiu l'activitat hidrotermal se centrés durant aquest estadi en l'alteració de la colada, mentre que l'aqüífer piroclàstic romandria més o menys inalterat. Aquesta activitat hidrotermal va començar probablement durant l'obertura del conducte eruptiu. Els lítics accidentals de lava massiva es troben fins al terme D.

A continuació es va dipositar el terme B. En aquest terme es troben dipòsits estrombolians semblants als de A intercalats amb nivells de granulometria més fina. Els nivells estrombolians presenten una granulometria bastant menys grollera que la del terme A, a més de ser nivells menys potents. Això pot indicar una disminució en el flux de magma (i per tant en la taxa d'emissió), alhora que un descens del nivell de la columna de magma. Els nivells intercalats amb els estrombolians tenen una granulometria molt més fina, una millor classificació granulomètrica, i piroclastos amb característiques semblants a les dels esperats en una fragmentació freatomagmàtica; tot això indica que es tracta de nivells generats per interacció freatomagmàtica del magma i l'aigua de l'aqüífer. Són els primers nivells freatomagmàtics que es troben. El motiu de la interacció podria ser el descens del nivell de magma dins el conducte que refleteixen els materials estrombolians, i que representaria un descens de la pressió

dins el conducte permetent a l'aigua penetrar dins d'aquest i posar-se en contacte amb el magma. Els nivells fins recobreixen tota la superfície que hi havia en el moment de dipositar-se, tendint suavitzar les а irregularitats; per tant, devien ser transportats per un flux o una onada, sense que hi hagi criteris per poder especificar un dels dos tipus de transport (Fig. 8.5). En aquests nivells freatomagmàtics apareixen per primer cop, encara que en una proporció molt baixa, els piroclastos juvenils fluidals; el seu origen es discutirà en parlar del terme D.



Fig. 8.5 Descens del nivell de magma dins el conducte que permet l'entrada d'aigua al sistema donant lloc a les primeres interaccions freatomagmàtiques.

El terme C presenta unes característiques dels piroclastos idèntiques a les dels piroclastos dels nivells freatomagmàtics de B; per tant es tracta també d'un dipòsit freatomagmàtic. En aquest nivell s'observa una base de lapilli groller amb materials fins a sobre amb una certa granoclassificació formant estructures tractives. Aquestes característiques indiquen que es tracta d'un dipòsit d'onada piroclàstica (McPhie, 1993). Entremig dels materials fins es poden trobar alguns fragments de mida bloc, això indica que l'onada tenia prou energia com per transportar els blocs; la granulometria general tant fina és el resultat de la intensa fragmentació freatomagmàtica, no és indicativa de la capacitat de transport.

El terme D és un dipòsit que representa un contrast important respecte els nivells que té per sota. És un dipòsit potent de color ocre que presenta una matriu fina que inclou bombes i altres piroclastos, sent el conjunt matrix supported. La matriu està formada per piroclastos juvenils fluidals i no fluidals, dominant per primer cop els
fluidals, recoberts per una gruixuda crosta de color ocre que dóna un aspecte fangós al dipòsit. En primer lloc cal interpretar el mecanisme de fragmentació que ha generat aquest dipòsit; els piroclastos juvenils no fluidals presenten unes característiques típiques de fragmentació freatomagmàtica. A més, la granulometria fina de la matriu, amb la presència d'una alteració en crostes i la presència del que es poden interpretar com a petits lapillis acrecionals (s.l.) irregulars (s'observen aglomerats de piroclasts), indiquen en conjunt que es tracta d'un dipòsit d'origen freatomagmàtic. Diversos nivells, especialment els que conformen els termes D i E presenten uns recobriments de colors clars entre ocres i blancs-rosats en forma de crostes que recobreixen gran part (o tota) la superfície dels piroclastos. Aquests recobriments són fruit de l'alteració dels piroclasts juvenils per acció d'aigua. L'alteració és estratolligada, per tant l'aigua que altera els juvenils està lligada a la deposició d'aquests nivells. Aquest és un fet freqüent en els dipòsits freatomagmàtics; quan hi ha un excés d'aigua en la interacció aigua/magma, aguesta condensa guan tot el material és expulsat, donant una onada piroclàstica (surge) humida (també es pot donar en un flux). En els "surges" humits l'aigua que condensa humiteja les partícules, que poden acrecionar-se entre elles com es veu en aquest terme, es formen lapillis acrecionals (les bombes també queden recobertes). Quan el surge humit es diposita, degut a la gran humitat i temperatura del dipòsit, els materials són ràpidament alterats, formant-se els recobriments observats.

Així, quan hi ha presència d'aquestes crostes, com en el cas d'aquest terme, es pot interpretar que el nivell correspon al dipòsit d'un "surge" o flux humit.

Un aspecte a valorar d'aquest terme és el motiu d'una interacció freatomagmàtica d'aquestes proporcions (el dipòsit generat té uns 2 metres de potència a l'aflorament), que trenca amb la dinàmica present fins el moment de petites interaccions entre aigua i magma. S'ha vist com a partir del terme B té lloc una disminució en el nivell de magma dins el conducte eruptiu. A vegades es produeixen importants baixades sobtades del nivell del magma; una baixada brusca del magma, amb la conseqüent



Fig. 8.6 Un descens sobtat del nivell superior de magma dins el conducte provoca una entrada masiva d'aigua dins d'aquest donant lloc a una gran explosió freatomagmàtica.

disminució de pressió, provocaria una entrada massiva d'aigua al conducte, posant en contacte un gran volum de magma i aigua, desencadenant la reacció explosiva (Fig. 8.6).

Un altre aspecte a discutir en aquest terme és la coexistència de piroclastos juvenils fluidals i no fluidals. Els no fluidals són els purament freatomagmàtics. Com s'ha explicat en apartats anteriors, el seu origen és un refredament sobtat per interacció amb aigua i la fracturació produïda per les ones d'esforços que es propaguen per l'interior del fos; fruit d'aquests processos es produeix una fragmentació que dóna uns piroclastos característics amb cares planes o curviplanars i vesiculació baixa (ja que la vesiculació no és l'origen de la fragmentació). Per contra, els piroclastos fluidals són productes típicament hawaians o estrombolians; la fragmentació té lloc per coalescència de vesícules quan el fos encara té una viscositat baixa, per això adopta morfologies fluidals i té una vesiculació molt elevada. Així, són dues tipologies que en principi no s'haurien de trobar juntes.

La coexistència d'aquestes dues tipologies no és exclusiva d'aquest volcà, sinó que és més o menys comú. Gràcies a això s'han proposat ja diverses teories per explicar aquest fenomen. Büttner et al. (2002) comenten que durant la fase d'expansió de les FCI (Fuel Coolant Interactions), l'acceleració del fos encara prou viscós provoca una fragmentació dúctil d'aquest donant clasts en forma de gota. McPhie et al. (1990) en el seu estudi de l'erupció de 1790 del volcà Kilauea de Hawai, proposen que pot ser que en els episodis amb intervenció d'aigua la interacció freatomagmàtica es limiti a la zona més externa de la columna de magma en contacte amb l'aqüífer, mentre que la part central continuï la seva activitat normal de fragmentació per vesiculació, de manera que els dos tipus de piroclasts es formen simultàniament. També proposen però, que pot ser que els dos tipus de fragmentació i, per tant, de partícules, es donin en ràpida successió de manera que es barregin a la columna eruptiva i acabin dipositant-se alhora. A partir dels experiments duts a terme per Zimanowski (1991) se sap que una certa quantitat de gas exsolent-se (més del 15% en volum) tendeix a separar mecànicament aigua i magma, i les interaccions explosives són menys probables. A partir d'aquest i altres estudis com el de Dellino i La Volpe (1995), Dellino et al. (2001) expliquen que, degut a les inhomogeneitats en l'exsolució del gas dins la columna de magma, les interaccions explosives aigua/magma tenen lloc preferentment en els punts on el gas alliberat és menor (menor vesiculació). Ara bé, encara que la interacció explosiva tingui lloc en una porció limitada del conducte, l'explosió resultant és prou energètica com per generar una potent descompressió a gran part del conducte i, eventualment, detonar processos magmàtics explosius. Aquesta ràpida descompressió afavoreix que tingui lloc la fragmentació magmàtica típica

estromboliana o hawaiana que dóna com a resultat els piroclastos fluidals, mentre que com a resultat de la interacció freatomagmàtica s'obtenen els piroclastos no fluidals blockys i poc vesiculats.

En els materials estudiats en aquest volcà es veuen polsos molt ben delimitats de l'activitat eruptiva més que no una barreja general dels piroclastos. Per això la interpretació que es fa és una barreja entre les tres hipòtesis explicades. Així, la part de la columna de magma en contacte amb l'aqüífer experimentaria la interacció freatomagmàtica generant els fragments no fluidals, mentre que la resta de la columna ja sigui per descompressió (fluidals més vesiculats), ja sigui per ràpida acceleració i fragmentació dúctil (fluidals menys vesiculats), generaria els piroclastos juvenils fluidals. La proporció entre els dos tipus de piroclastos juvenils seria fruit de la quantitat d'aigua interactuant amb el magma, i de com seria el contacte entre els dos fluids.

A part dels piroclasts juvenils descrits fins ara per aquest dipòsit, que són els que formen la matriu, cal plantejar-se quin va ser l'origen de les bombes juvenils presents, que mostren característiques estrombolianes. Hi ha dues possibilitats: una és que en algun indret proper al dipòsit hi hagués un focus eruptiu amb activitat estromboliana capaç d'expulsar els piroclasts amb prou energia com per a que poguessin arribar a la zona estudiada (cal recordar en aquest punt que el volcà de la Garrinada tenia tres cràters, tot i que no s'ha fet cap estudi rigurós que expliqui la seqüència de funcionament). L'altra possibilitat és que la part de la columna de magma que es podia trobar per sobre del punt d'interacció principal entre aigua i magma fos expulsada i fragmentada per l'explosió de vapor, sense que això donés lloc a una fragmentació típicament freatomagmàtica, sinó més aviat una fragmentació "estromboliana" grollera que donés com a resultat bombes.

Un cop aclarit el mecanisme de formació de la interacció explosiva i dels piroclastos que formen el dipòsit ja es pot interpretar el mecanisme de transport dels materials que va donar lloc al dipòsit. Es tracta d'un dipòsit massiu (pel que es pot observar en la secció estudiada, perpendicular a la direcció de transport) de 2 metres, matrix-supported, amb els piroclasts de major mida distribuïts preferentment en alguns nivells o zones dins del paquet, i que a més es troben grollerament classificats per densitats. Aquestes característiques indiquen que els materials van ser transportats per un flux piroclàstic humit (McPhie (1993)). Les bombes ameboides observades en aquest nivell són el resultat del transport dins el flux de bombes de lava encara prou fluida com per deformar-se degut a les turbulències del flux i impacte amb altres piroclastos. Les bombes "no juvenils" són bombes arrencades dels dipòsits d'estadis anteriors de l'erupció i transportades amb la resta de piroclasts. Els materials

transportats van ser emplaçats en calent donant lloc a una capa de material densa i humida que va generar estructures de càrrega a la base.

Finalment, esmentar que en aquest nivell comencen a aparèixer escòries oxidades. Com s'ha explicat anteriorment, aquestes tenen l'origen en l'oxidació de l'aqüífer com a conseqüència de la circulació d'aigua escalfada pel magma. Abans d'aquest nivell la circulació d'aigua calenta afectava principalment les colades de lava en contacte amb l'aqüífer; l'aparició de les escòries oxidades suposa que a partir del terme D l'aqüífer també es veu afectat, la presència d'aquestes escòries es manté fins al final de la seqüència.

Per sobre el terme D es troba E, amb unes característiques molt diferents a D. Està format per un conjunt de petits nivells centimètrics que alternen la presència i absència de recobriments de colors clars. Cadascun dels nivells representa una emissió de material. Les capes que formen aquest terme presenten estructures que reflecteixen que es tracta de dipòsits d'onada piroclàstica (nivells molt prims que esquiven els obstacles), que pot ser humida o seca en funció de que hi hagi o no recobriments. Les emissions de material que generen els diferents nivells tenen un

volum molt petit, producte de la interacció de petites quantitats d'aigua i magma, tot i que possiblement la freqüència d'emissió era elevada. Una explicació per al petit volum de les emissions és que després del gran event que forma D, tant la columna de magma com l'aqüífer van quedar bastant afectats. El flux de magma va disminuir, i també encara més el nivell superior de la columna de magma, de manera que va quedar al nivell de l'aqüifer i potser fins i tot per sota. Així, tot i que l'aqüífer devia estar bastant esgotat, l'aigua que arribava al conducte es posava en contacte amb les vores de la columna de magma, o potser fins i tot li queia a la superfície,



Fig. 8.7 El nivell de la columna de magma ha baixat fins a l'alçada de l'aqüífer. La línia discontínua blava representa el nivell freàtic, que mostra un aqüífer quasi esgotat a les proximitats de la xemeneia. El nivell freàtic devia oscil·lar en cada interacció freatomagmàtica, donant un aport més o menys important d'aigua que generava interaccions explosives de baixa intensitat.

produint un efecte semblant al que s'obté en tirar aigua a una paella amb oli calent, desencadenant petites explosions freatomagmàtiques que involucraven un volum de magma molt petit (Fig. 8.7). La presència o no de recobriment en el dipòsit final és funció de la relació entre aigua i magma interactuant en cada explosió. En aquest terme el contingut en piroclastos accidentals provinents de l'aqüífer es torna més important, mentre que ja no es troben accidentals de lava massiva alterada. Això contribueix a justificar que les interaccions explosives tenien lloc al nivell de l'aqüífer, de manera que era d'aquest d'on s'arrencava gran part dels accidentals que es transportaven fins a la superfície, mentre que la base de les colades alterades quedava fora de l'abast de la interacció hidroclàstica que havia patit fins al moment (ja no hi ha més alteració i fracturació), i fora de l'abast també de les explosions que poguessin arrencar-ne blocs.

Tot i l'explicació donada per justificar la formació d'aquest terme, hi ha dos aspectes que requereixen un major estudi per tal de poder-los interpretar correctament. El principal és que els terme E està format exclusivament per piroclastos juvenils de tipologia fluidal, no es troben no fluidals. Cal preguntar-se, doncs, si és que els no fluidals van ser rentats d'alguna manera durant el transport (poc probable), o bé si és que hi ha algun mecanisme pel qual una interacció freatomagmàtica pugui generar només piroclastos juvenils fluidals. L'altre aspecte és la presència de bombes de mida considerable (fins a uns 40 cm de diàmetre) que es troben a mitja següència del terme E i que van generar estructures d'impacte. És fàcil descartar la formació de bombes d'aquesta mida en les interaccions freatomagmàtiques que donen lloc a la formació dels petits nivells del terme; així doncs, hi ha dues possibilitats: una és que les bombes siguin retreballades de nivells inferiors, tot i que sembla poc probable que les explosions generades alliberessin prou energia com per mobilitzar piroclastos d'aquesta mida. L'altra possibilitat és que les bombes siguin juvenils procedents d'un altre focus eruptiu proper. Aquesta segona opció té en contra que en els termes F i G ja no es troben bombes que puguin tenir un origen similar, de manera que l'aport de bombes des del segon focus eruptiu hauria acabat en E. Per tant, tant l'origen dels piroclastos fluidals com la presència de bombes són dos aspectes que queden per resoldre.

El terme F és el nivell més enigmàtic de tota la seqüència estudiada. Està format per un sol nivell massiu de mig metre de potència, sense cap mena d'estructura tractiva, laminació, o estratificació difusa que indiqui quin tipus de transport van experimentar els piroclasts, i, a més, la seva composició de juvenils és íntegrament de piroclastos juvenils fluidals, dels quals no es coneix el mecanisme de formació. Només es pot comentar referent a aquest terme que en el procés que va generar els materials no hi havia excés d'aigua, ja que no hi ha presència de recobriments d'alteració. En

aquest terme apareixen per primer cop les escòries amb pel·lícula oxidada, que es troben ja fins al final de la seqüència, sent molt abundants en el terme G.

El terme G presenta les característiques típiques dels dipòsits d'origen freatomagmàtic: laminació molt fina (mil·limètrica a centimètrica), amb granulometria fina; ambdues característiques indiquen que es tracta de dipòsits d'onada piroclàstica. El dipòsit presenta les dues tipologies de juvenils descrites, els fluidals i no fluidals típics de freatomagmatisme. Les proporcions entre les dues poblacions varien al llarg de la seqüència indicant condicions variables en la interacció entre aigua i magma. Alhora, tot i que no hi ha presència de crostes d'alteració tan desenvolupades com en els termes D i E, sí que s'observen variacions en la presència de recobriments que indiquen una variació en la proporció entre aigua i magma interactuant al llarg de la columna, fet que va formar onades piroclàstiques més seques i més humides. Com s'ha dit, tot i la presència d'evidències d'onades més humides, la quantitat d'aigua present en les interaccions és més baixa que en el terme E, indicant que l'aqüífer estava durant la formació d'aquest terme molt esgotat. La dinàmica eruptiva que va donar lloc a aquests dipòsits era com la descrita en el terme E, responent al model de l'oli calent al qual s'aboca aigua.

La figura 8.8 mostra un resum del que s'ha discutit en aquest apartat.

Nota final

En l'anàlisi de les dades recollides en l'observació de les mostres amb binocular s'ha esmentat una distribució de l'abundància dels cristalls lliures al llarg de la seqüència piroclàstica que crida l'atenció, i que per no ser adequat comentar-ho en cap altre apartat de la discussió es comenten en aquest apartat final. L'observació a la que es fa referència és que en els termes A, B, C i D els cristalls són relativament abundants, representant aproximadament el 5% del volum de les mostres piroclàstiques fines observades al binocular; a més, els cristalls tenen unes dimensions considerables, havent-n'hi que superen els 4 mm i sent molt abundants els de mides entre 1 i 2 mm. En canvi, en arribar al terme E i fins al final de la seqüència els cristalls es tornen molt escassos (menys d'un 1 o un 2%) i són de granulometria més fina, sent pocs els que arriben a, o superen, el mil·límetre de diàmetre. Així doncs, hi ha un contrast molt important en les característiques dels cristalls entre les dues parts de la columna esmentades. Tot i que aquest fenomen no ha pogut ser interpretat completament, si que es poden plantejar un parell d'hipòtesis que justifiquen aquesta distribució. La hipòtesi més senzilla és que per algun motiu la composició en cristalls

del magma ascendent canvii durant l'erupció. Això podria ser degut a un lleuger canvi en la composició del magma, o bé a una diferència en la temperatura amb la que el magma assoleix la superfície i que condiciona el grau de creixement dels fenocristalls. Durant els episodis que formen els termes A a D, el magma podria estar més fred, contenint així uns fenocristalls més grans i més abundants, mentre que en els episodis freatomagmàtics a partir del que forma el terme E (nivell on disminueix el contingut en cristalls i la seva mida), el magma podria arribar a la superfície a una major temperatura. La segona hipòtesi es basa en la velocitat d'ascens del magma. En la discussió s'ha vist com durant els primers estadis de l'erupció el flux de magma era força més elevat que a partir de la formació de E, en què el flux disminueix notablement, fet que coincideix amb la gran disminució en l'abundància dels cristalls. La velocitat d'ascens del magma condiciona la mida dels cristalls que pot transportar; durant els episodis en què el flux de magma és elevat aquest pot transportar fins a la superfície abundants cristalls (es recorda que transporta també xenòlits de fins a un decímetre de diàmetre), mentre que quan el flux disminueix, el magma perd la capacitat de transport dels cristalls, que s'enfonsen dins la columna de magma i per tant no arriben a la superfície.



Fig. 8.8 Esquema resum de l'apartat Discussions

9. CONCLUSIONS

En aquest treball s'ha dut a terme un estudi en detall dels materials exposats en un aflorament a la falda del volcà de la Garrinada. Com a resultat s'han caracteritzat els diferents tipus de materials que formen el con volcànic. Això, junt amb l'observació de la distribució d'aquests dins la columna vulcanoestratigràfica, ha permès deduir l'origen de cada tipologia de material i per tant proposar un model de seqüència eruptiva.

L'estudi petrogràfic ha confirmat que el magma s'ha generat per fusió parcial al mantell superior, tal com s'havia indicat en estudis anteriors. Pel que fa a la composició del magma generat, la geoquímica ha revelat que es tracta de basanites i basalts alcalins sòdics. El substracte relatiu del volcà consisteix en unes colades làviques que probablement es van emplaçar en un ambient lacustre però sense quedar cobertes per l'aigua. Finalment, per sobre d'aquest substracte hi ha els materials emesos pel focus eruptiu de la Garrinada, i que es poden explicar amb el model plantejat, que consisteix en un volcà que inicia la seva activitat com a estrombolià, però que fruit de la interacció del magma amb l'aigua procedent d'un aqüífer piroclàstic a partir d'un cert moment, passa a tenir una activitat freatomagmàtica en què es generen piroclastos típicament freatomagmàtics conjuntament amb d'altres més típicament estrombolians o hawaians.

Aquest estudi és el primer que es centra el volcà de la Garrinada, i un dels primers que es centren en un volcà concret a la zona d'Olot. Això ha suposat un dificultat a l'hora de fer el treball ja que en no disposar d'informació detallada dels materials que es troben en els volcans de la zona no s'han pogut recolzar les observacions i deduccions fetes en aquest treball en altres estudis. Així, la informació obtinguda és només una primera descripció dels materials que probablement es trobaran també en altres dipòsits de la zona, i d'uns mecanismes eruptius compartits per diversos volcans d'Olot. És necessari que es comencin a fer estudis detallats dels diferents focus eruptius, així com una bona cartografia de materials ,dels seus orígens i distribució, ja que la proximitat dels focus eruptius fa que molts cops sigui difícil determinar de quin volcà provenen els materials. És necessari, en resum, començar a fer estudis detallats en tota la regió.

BIBLIOGRAFIA

- 1. Anadón, P et al. "Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides" Acta Geològica Hispànica, vol. 14, (1979). 242-270.
- Anadón, P i Utrilla, R. "Sedimentology and isotope geochemistry of lacustrine carbonates of the Oligocene Campins Basin, north-east Spain" Sedimentology, vol. 40, (1993). 699-720.
- Araña, V et al. "El volcanismo neógeno-cuaternario de Catalunya: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos" Acta Geològica Hispànica, vol. 18, n. 1 (1983).1-17.
- Beccaluva, L., Civetta, L., Macciotta, G. i Ricci, C.A,. "Geocronology in Sardinia: results and problems". Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol, vol. 40, (1985). 57-72.
- Bryan, W.B. "Morphology of quench cristals in submarine basalts" Journal of Geophysical Research, vol. 77, (1972). 5812-5819.
- Büttner, R et al. "Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from Molten Fuel Coolant Interaction experiments" Journal of Geophysical Research, vol. 107, n. B11, (2002), 2277.
- Cas, R.A.F i Wright, J.V. "Volcanic Successions. Modern and ancient" Allen & Unwin. Londres, (1987). 528 pags.
- Cashman, K.V. et al. (2000) "Magmatic fragmentation" en Sigurdsson, H. (editor en cap) et al. "Encyclopedia of Volcanoes", 421-423.
- Dellino, P i La Volpe, L "Fragmentation versus transportation mechanisms in the pyroclastic sequence of Monte Pilato-Rocche Rosse (Lipari, Italy)" Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 64, n. 3, Març (1995). 211-231.
- Dellino, P et al. "Statistical analysis of textural data from complex pyroclastic sequences: implications for fragmentation processes of the Agnano- Monte-Spina Tephra (4,1 ka), Phlegraean Fields, southern Italy" Bulletin of Volcanology, vol. 63 n.7, Novembre (2001). 443-461.
- Díaz, N., Gimeno, D., Losantos, M. i Segura, C. "Las traquitas de Arenys d'Empordà (Alt Empordà, NE de la Península Ibérica). Geogaceta, vol. 20, n. 3, (1996). 572-575.
- 12. **Heiken, G**. "Morphology and petrography of volcanic ashes" Geological Society of America Bulletin, vol.83, Juliol (1972). 1961-1988.
- 13. **Heiken, G.**, Wohletz,K. "Volcanic Ash", University of California Press, 2^a edició,(1992).

- 14. **Irvine, T.N**. i Baragar, W.R.A. "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks" Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 8, (1971). 523-548.
- 15. Le Maitre, R. W (editor) et al. "Igneous Rocks: a classification and glossary terms" Cambridge University Press, (2000). 236 pg.
- 16. López Ruiz, J., Rodríguez Badiola, E. "La región volcánica Mio-Pleistocena del NE de España" Estudios Geológicos, vol.41, (1985). 105-126.
- Lorenz, V "Phreatomagmatism and its relevance" Chemical Geology, vol. 62, (1987). 149-156.
- Mallarach, J.M, Riera, M. "Els volcans olotins i el seu paisatge. Iniciació a la seva coneixença segons nous itineraris pedagògics". Ed. Serpa. Barcelona, (1981). 250 pàgs.
- Mallarach, J.M "El vulcanisme prehistòric de Catalunya". Diputació de Girona. Olot, (1998). 322 pàgs.
- 20. Martí, J i Mallarach, J.M. "erupciones hidromagmáticas en el volcanismo cuaternario de Olot (Girona)" Estudios geológicos, vol. 43, (1987). 31-40
- Martí, J. et al "Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western Mediterranean): relationship between structural evolutions and volcanism" Tectonophysics, vol. 203, (1992). 145-165.
- 22. Martí, J. i Araña, V. "La volcanología actual" Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, (1993). 578 pàgs.
- McPhie, J et al. "Phreatomagmatic and phreatic fall and surge deposits from explosions at Kilauea volcano, Hawai, 1790 a.d.: Keanakakoi Ash Member" Bulletin of Volcanology, vol. 52, n.5, Maig (1990). 334-354.
- 24. **McPhie**, **J** et al. "A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks" Center for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, (1991).
- 25. **Middlemost, E.A.K** "The basalt clan" Earth Science Reviews, vol. 11, (1975). 337-364.
- 26. **Middlemost, E.A.K** "Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks" Chemical Geology, vol. 77, (1989). 19-26.
- 27. Morrissey, M. et al. (2000) "Phreatomagmatic fragmentation" en Sigurdsson,H. (editor en cap) et al. "Encyclopedia of Volcanoes", 431-445.
- Sheridan, M. F., Wohletz, K. H. "Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration" Science, vol. 212, 19 Juny (1981). 1387-1389.
- 29. **Sheridan, M. F.**, Wohletz, K. H. "Hydrovolcanism: basic considerations and review" Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17, (1983). 1-29.

- 30. **Sigurdsson, H.** (editor en cap) et al. "Encyclopedia of Volcanoes" Academic Press, (2000). 1417 pàgs.
- 31. **Tournon, J.** "Le volcanisme de la province de Gerona" Tesi de 3r cicle, Paris (1968). 120 pàgs.
- 32. Vegas, R "A tectonic model for the volcanic province of Olot (NE Spain)" Geogaceta, vol. 15, (1994). 121-123.
- Waker, G. P. L i Croasdale, R. "Characteristics of some basaltic pyroclastics" Bulletin of Volcanology, vol. 35, (1971). 303-317.
- 34. **Walker, G. P. L** "Explosive eruptions: a new classification scheme" Geol. Rundschau, vol. 62, n. 2, Juliol 1973. 431-446.
- 35. Wholetz, K.H. (1993) "Hidrovolcanismo" en Martí, J. i Araña, V. "La volcanología actual". 99-195.
- 36. Yamagishi, H. "Morphological and sedimentological characteristics of the Neogene submarine coherent lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido, Japan" Sedimentary Geology, vol. 74, (1991). 5-23
- Zimanowski, B et al. "Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions" Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 48, (1991). 341-358.
- 38. **Zimanowski**, **B** et al. "Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism" Journal of Geophysical Research, vol. 102, (1997). 803-814.

Pàgines web

1. Hipermapa:

http://www10.gencat.net/ptop/AppJava/cat/actuacions/territori/hipermapa.jsp . Consultada el 30/08/06

2. Institut Cartogràfic de Catalunya: <u>www.icc.es</u> . Consultada el 30/08/06

<u>GLOSSARI</u>

- Afanítica: roca magmàtica que no ofereix cristalls visibles a ull nu (mida< 0,1 mm)
- Bloc: piroclast el diàmetre mig del qual supera els 64 mm i que presenta formes angulars a subangulars que indiquen que estava en estat sòlid en el moment de la seva formació
- Bomba: piroclast que supera els 64 mm de diàmetre mig i la forma i superfície del qual indiquen que estava total o parcialment fos durant la seva formació i part del transport
- Bomba múltiple: bomba que havent sigut ejectada ha tornat a caure dins el fos de manera que adquireix un nou recobriment de fos abans de ser novament expulsada Aquest procés es pot repetir diverses vegades, donant lloc a bombes amb capes concèntriques de fos que solen tenir característiques diferents les unes de les altres.
- Cendra: piroclasts amb un diàmetre mig inferior a 2 mm
- Blocky: morfologia de gra caracteritzada per superfícies planes a curviplanars que s'intersecten en angles pròxims al recte. Els grans blocky equants tenen hàbit isomètric que pot gradar cap a tabular o prismàtic. Típic dels grans d'origen freatomagmàtic
- **Diktytaxítica**: terme textural per una roca ígnia amb cavitats angulars i irregulars entre els minerals que la formen, que en molts casos estan recoberts per una fina pel·lícula de vidre
- Escòria: fragments solidificats de fos basàltic vesiculat.
- FCI: abreviació de Fuel Coolant interactions
- Fluidal: textura dels piroclasts que tenen superfícies suaus i arrodonides formades per tensió superficial de la gota de fos abans dels refredament
- Flux piroclàstic: Núvol eruptiu format per piroclastos i gasos calents, controlat per la gravetat i que es mou a gran velocitat arran de terra, com un corrent dens, i a gran temperatura en un flux essencialment laminar; la fase contínua entre partícules és el gas, i la relació gas/partícules és elevada
- Fragmentació: transició d'un fos continu amb una fase gasosa dispersa a porcions de fos amb bombolles en una fase gasosa contínua
- Freatomagmatisme: activitat volcànica resultant de la interacció entre aigua i magma

- Inestabilitats de Kelvin-Helmholtz i Rayleigh-Taylor: inestabilitats d'interfase de fluids causades pel moviment relatiu entre dos fluids immiscibles. Les inestabilitats de Kelvin-Helmholtz són induïdes per esforços de cisalla a la interfase, mentre que les de Rayleigh-Taylor es desenvolupen durant l'acceleració del fluid dens per part d'un fluid menys dens
- Hipohialí: roca magmàtica amb un contingut en vidre inferior al 25%
- Lapilli: piroclasts de qualsevol forma amb un diàmetre mig entre 2 i 64 mm
- Lapilli acrecional (s.l.): masses més o menys esfèriques de cendra cimentada amb diàmetres entre pocs mil·límetres a diversos centímetres
- Lític accidental: fragment de roca del subsòl transportat a la superfície fer un magma ascendent
- Magma: fos silicatat amb gasos dissolts (volàtils); també pot contenir cristalls i fragments de roca.
- **Micròlits**: cristalls microscòpics aciculars o tabulars que estan sovint continguts en una matriu vítria o microcristal·lina.
- Microlítica: microestructura constituïda per micròlits sense orientació preferent.
- Onada piroclàstica: corrent piroclàstic turbulent o núvol, de baixa concentració i poca densitat, en el qual la fase contínua entre les partícules és un gas calent o vapor d'aigua, o tots dos alhora. Un tipus és la onada piroclàstica basal, produïda per les erupcions hidromagmàtiques, on es genera una gran explosió arran de terra, o sota l'aigua, la qual cosa comporta la formació d'un anell nebulós de material lleuger que es desenvolupa lateralment i es propaga radialment
- Onada piroclàstica humida: onada piroclàstica amb temperatura inferior a la temperatura de condensació de l'aigua
- Onada piroclàstica seca: onada piroclàstica amb temperatura superior a la de condensació de l'aigua
- Pilotàxica: matriu microcristal·lina o criptocristal·lina que pot contenir micròlits, orientats o no
- Piroclasts: fragments sòlids emesos per un volcà
- **Porfírica**: textura de roca ígnia formada per fenocristalls que destaquen sobre una matriu, que pot ser de gra fi, criptocristal·lina o vítria
- Pumita: fragments solidificats de fos silícic vesiculat
- Sideromelana: vidre basàltic de color verd-castany clar generalment derivat de cendres basàltiques o dels marges d'un corrent de lava
- Surge: onada piroclàstica (terme anglès).

- Taquilita: vidre volcànic de composició bàsica que conté gran quantitat de petits cristalls idiomòrfics opacs, format en els contactes de refredament ràpid de les colades.
- Tefra: tots els piroclasts que cauen al terra durant una erupció explosiva.
- Traquítica: estructura que poden presentar les roques volcàniques caracteritzada pel fet de que els micròlits són orientats segons la direcció d'escolament de la lava
- Vesícula: motlle de bombolla de gas preservada en un piroclast solidificat
- Vesiculació/Vesicularitat: percentatge en volum de bombolles en un fos o de vesícules en un piroclast

ANNEX: INTRODUCCIÓ A LA FRAGMENTACIÓ MAGMÀTICA I FREATOMAGMÀTICA

Hi ha tres mecanismes bàsics de formació de cendres: (1) l'alliberament de gasos de la solució degut a una descompressió del magma quan aquest assoleix la superfície del planeta (erupcions magmàtiques), (2) refredament i fragmentació explosiva del magma durant el contacte amb aigües superficials i subterrànies o gel i neu (erupcions freatomagmàtiques), i (3) la fragmentació i ejecció de partícules de la paret del cràter o debris cratèric durant erupcions de vapor i aigua calenta (erupcions freàtiques). La forma i composició de les cendres volcàniques pot ser usada per interpretar les propietats físiques del magma i el seu contingut en volàtils; aquestes dades també indiquen el grau d'interacció amb l'aigua o el gel que es troben sobre el conducte volcànic.

La classificació genètica dels tipus de cendres volcàniques només s'usa per conveniència. Una sola erupció pot passar per fases d'alliberament de gasos magmàtics i interacció amb aigua; també pot involucrar materials accessoris arrencats de la xemeneia o el mateix cràter.

En aquest apartat es tractaran per separat els dos mecanismes de fragmentació principals, els productes dels quals poden ser distingits en el material d'estudi d'aquest treball. Aquests tipologies de fragmentació són la fragmentació magmàtica i la freatomagmàtica.

A.1 Mecanismes de fragmentació magmàtica

A.1.1 La fragmentació magmàtica

La fragmentació transforma un magma d'un líquid amb bombolles disperses de gas a un gas amb gotes disperses de líquid (amb o sense bombolles i sòlids) o partícules sòlides aïllades. La força explosiva de les erupcions magmàtiques és generada durant la fragmentació, quan l'energia potencial del magma que s'expandeix és convertida a energia cinètica dels fragments individuals i s'expandeix llavors tèrmicament en les plomes volcàniques. La fragmentació magmàtica es dóna quan el magma ascendeix ràpidament, com en les erupcions plinianes, després de la ràpida descompressió causada pel col·lapse dels edificis volcànics o doms de lava, o quan blocs calents de lava sòlida es fragmenten per impacte durant el col·lapse del dom. Aquests processos es poden donar individualment o seqüencialment a mesura que una erupció canvia d'estil.

Com que l'observació directa de la fragmentació magmàtica no és possible, els models de fragmentació venen de l'observació dels dipòsits volcànics, anàlisis teòriques i experiments analògics. Els primers models de fragmentació inclouen la fragmentació per (1) coalescència de bombolles, (2) ones expansives viatjant pel fluid a la velocitat del so, i (3) excés de pressió a l'interior de les bombolles en el magma

coherent. El darrer model ha sigut el més àmpliament acceptat, veient la fragmentació del magma com una explosió de les bombolles a la superfície lliure (la superfície de fragmentació) com a conseqüència de la diferència de pressió a banda i banda de la interfase. En aquest model, la localització de la superfície de fragmentació en el conducte està controlada pel punt en què la vesiculació del magma ascendent assoleix el 70-80% (representant l'empaquetament més dens de bombolles esfèriques). (Fig. A.1)



Fig. A.1 II-lustració esquemàtica dels processos que tenen lloc als conductes volcànics. Extret de Cashman et al. (2000)

A.1.2 La formació de bombolles; la superfície d'exsolució

Les erupcions explosives tenen lloc quan l'exsolució dels volàtils (majoritàriament aigua) del magma és ràpida.

La vesiculació és la formació d'una fase separada de gas. Per a que es formin les bombolles de gas cal primer que el magma arribi a la saturació. A partir d'aquest punt ja es poden formar bombolles estables si aquestes poden nuclear. La nucleació depèn de les condicions del magma (p. ex. les impureses afavoreixen la nucleació), i requereix una determinada sobresaturació de la fase gasosa. Així la superfície de saturació i la d'exsolució poden estar força separades. Quan les sobresaturacions necessàries per la nucleació són elevades, en arribar a la nucleació la densitat de vesícules que es forma és més alta que quan hi ha menys sobresaturació. En aquest cas, la nucleació retardada provoca una expansió i fragmentació més ràpida del magma, esperant-se així explosions més violentes (Fig. A.2). Un cop han nucleat, les bombolles poden créixer. L'expansió del magma resultant del creixement de les bombolles accelera el magma dins del conducte volcànic. Si les bombolles creixen més ràpid del que poden pujar o escapar lateralment a través de les parets del conducte, el magma puja ràpidament cap a la superfície de fragmentació i és expulsat violentament. Si les bombolles poden pujar a través del magma ascendent, o si l'entramat de bombolles està suficientment interconnectat com per permetre que el gas escapi, el magma pot assolir la superfície sense fragmentar-se i ser expulsat efusivament. Per tant, les taxes relatives de creixement de les bombolles, transport de magma, i pèrdua de gas controlaran l'estil de comportament eruptiu (explosiu vs efusiu).



Fig A.2 II-lustracions esquemàtiques de la posició esperada de les superfícies de saturació i exsolució per un cas de nucleació de bombolles homogènia (nucleació retardada)(a) i nucleació heterogènia (b). Les erupcions explosives seran més violentes en l'escenari (a) que en (b). Extret de Cashman et al. (2000)

A.1.3 Fragmentació

Prèviament a una erupció, el magma en profunditat està confinat a alta pressió per la resistència de la roca circumdant. La diferència de pressió que impulsa una erupció actua quan la font de magma està connectada a una regió de menor pressió, com ara l'atmosfera, a través de la superfície de fragmentació. Per les lleis de Newton, el balanc de forces, o l'empenta, fan que el magma s'acceleri. S'han proposat dos processos que donen l'expansió que provoca les erupcions explosives. En el primer, la vesiculació i creixement de les bombolles proveeixen la força necessària per a l'expansió, amb la fragmentació tenint lloc per la desintegració de l'espuma resultant. La fragmentació pot ser el resultat d'inestabilitats en el fluid o per fractura fràgil quan s'excedeix la resistència a la tensió del fluid; en ambdós casos la fragmentació es dóna per les altes taxes de deformació de la barreja de dues fases que s'està expandint. En el segon, la fragmentació té lloc en un magma ja vesiculat, que pot o no estar-se movent pel conducte, per l'explosió de bombolles descarregades sobtadament, resultant en una ona de fragmentació. Aquest model d'ona de fragmentació és aplicable al col·lapse de doms volcànics, i pot ser també aplicable al trencament explosiu de fosos més viscosos durant erupcions plinianes i subplinianes.

Fragmentació com a resultat d'una ràpida acceleració

Els experiments de laboratori amb fluids de baixa viscositat han examinat la fragmentació de fluids vesiculats que circulen a gran velocitat per conductes. Les fotografies d'alta velocitat han mostrat que la vesiculació pot impulsar grans acceleracions de la barreja fins a altes velocitats, amb la fragmentació tenint lloc després de l'acceleració. A mesura que les bombolles creixen, es fusionen i formen una espuma que es mou a gran velocitat. Finalment les parets de les bombolles es tornen tan fines que l'espuma esdevé inestable i es trenca per formar coàguls finament vesiculats de relativament gran escala. El trencament està associat amb moviments violents, com ara l'impacte dels flux amb les parets del conducte. Els moviments violents que acompanyen la fragmentació poden incloure més fragmentació gràcies al mecanisme d'ona de fragmentació si les bombolles contenen gas a pressió quan grans moviments relatius porten a un impacte. Els experiments produeixen un aerosol de gotetes finament dipersades, i són directament aplicables a la fragmentació en fonts de lava basàtica (hawaiianes), on els piroclasts tenen una vesiculació variable i mostren normalment formes fusiformes. Aquests resultats també serveixen per comprendre processos en fluxos multifase d'alta velocitat que poden produir simultàniament pumita i cendra volcànica.

Fragmentació per ràpida descompressió

Els models de rockburst han sigut aplicats al flux generat per una ona expansiva volcànica generada després d'una ràpida descompressió pel col·lapse de l'edifici volcànic. El model de ràpida descompressió és un tractament quantitatiu del concepte il·lustrat a la figura A.1, en el que una o vàries fileres de bombolles al límit d'un cos es trenquen per ruptura del fluid o fractura sòlida quan són exposades a la pressió ambient. Aquesta ruptura exposa les fileres de bombolles adjacents a l'interior del magma a baixes pressions, i per tant, hi ha una penetració progressiva del procés de fragmentació. La teoria està incompleta en el sentit que no té en compte la conservació del moment. En lloc d'això, és suplantat per una relació empírica constitutiva que dóna ones de fragmentació que es propaguen a vàries desenes de metres per segon, i generen fluxos de gas amb partícules amb velocitats de 100-200 m/s.

El model de ràpida descompressió va ser dissenyat per descriure les ones expansives volcàniques, on es preveu que el front de despressurització es mou cap avall a velocitats de pocs a desenes de metres per segon. Aquestes condicions poden donar-se quan un conducte és segellat per l'emplaçament d'un dom de lava o d'un tap al conducte, i la pressió sota el tap comença a créixer amb el temps tant per cristal·lització anhidra com per migració de volàtils a través de les xarxes permeables. Tanmateix, el model de ràpida descompressió també pot ser aplicat a altres tipus de fragmentació. El trencament a petita escala d'espumes fràgils durant el col·lapse del dom i el trencament de l'avantguarda del magma per iniciar l'erupció també poden incloure fragmentació per ràpida descompressió. A més, pot ser important un cert component de fragmentació per ràpida descompressió durant les erupcions plinianes, on el caràcter estacionari d'aquestes erupcions suggereix que l'ona de despressurització està fixa en l'espai al llarg del temps.

A.1.4 Productes observables en funció de la tipologia eruptiva

En el cas de que el magma tingui una composició basàltica, es poden distingir dos casos particulars d'erupció en funció de la viscositat del magma: erupcions hawaianes, i erupcions estrombolianes. El productes obtinguts en els dos casos són força diferents, tot i que hi ha una transició entre les dues tipologies eruptives, de manera que hi ha productes de característiques intermitges que fan difícil veure a quina tipologia corresponen.

Erupcions Hawaianes

Les erupcions hawaianes, que consisteixen en fonts de lava de baixa viscositat, produeixen petites gotes de superfície suavitzada (esferes, formes de llàgrima i ovoides), llargs fils de vidre ("Pele's hair"), grumolls irregulars de vidre, i escòria.

La cendra recollida de fonts de lava hawaianes està formada per piroclasts de sideromelana (vidre basàltic de color marró clar) que contenen escassos micròlits i fenocristalls. Les esferes i ovoides de vidre són vesiculars, amb vesícules esfèriques a lleugerament ovoidals. Algunes també tenen recobriments de vidre a la superfície de gra, formats per gotes sòlides que cauen dins la font i col·lisionen amb gotes foses ascendents. Quasi totes les gotes tenen una fina pell d'uns 10 a 50 µm, trencada només per fractures de contracció de petita escala i algunes de les vesícules més externes. Moltes de les delicades gotes de vidre de les fonts de lava es trenquen quan impacten amb el terra.

Els Pele's hairs són típicament llargs fils amb una secció transversal circular, amb diàmetres entre 1 i 300 μ m. Les varietats més fines poden ser o no vesiculars, i són quasi cilindres perfectes. Les varietats més grans (>100 μ m de diàmetre) poden ser cilindres llisos o amb cordons; els cordons reflecteixen vesícules elongades prop de la superfície. Hi ha petits grumolls per sobre dels fenocristalls i vesícules ovoides.

En alguns casos, els fils de vidre es corben i giren formant nusos. Alguns s'enganxen a gotes ovoides, donant formes semblants a una "cua".

L'acceleració pròxima a la superfície de les fonts de lava, causada per l'expansió dels gasos, impulsa sortidors de lava basàltica de baixa viscositat, que formen els Pele's hairs. Els sortidors inestables que es trenquen en esprais produeixen gotes de fos, formades per la tensió superficial, que són llavors refredades a vidre mentre estan a l'aire. Si aquestes gotes i fils cauen de nou a la font de lava formen gotes compostes després de múltiples col·lisions amb gotes de fos ascendents. Molts dels Pele's hairs es trenquen per les turbulències de l'aire, i cabells i gotes es trenquen freqüentment per impacte amb el terra o col·lisions amb lapilli o bombes. Altres tipus de piroclasts són les reticulites o gotes espinoses.

Tot i que el rang de morfologies és molt ampli, la majoria dels piroclasts tenen una pell llisa formada per la tensió superficial de les gotes de fos emeses per fonts de lava.

Erupcions estrombolianes

Les erupcions estrombolianes són d'un magma lleugerament més viscós. Formen una tefra considerablement diferent de la formada en les erupcions hawaianes. Es caracteritzen per l'ejecció de bombes i cendres parcialment foses que formen cons de cendres i les capes de tefra associades. La cendra produïda durant l'activitat estromboliana consisteix en una varietat de piroclastos, des de gotes irregulars de sideromelana fins a taquilita blocky.

Els piroclasts de sideromelana tenen una superfície suau, gotes vesiculades que formen un entramat irregular i parcialment obert de parets de vesícules. On es conserva la "pell" aquesta consisteix en superfícies boterudes. Moltes de les formes del gra reflecteixen la forma de les vesícules interiors, que va d'esfèrica a ovoides deformats. Els fragments blocky de sideromelana són sobretot fragments de gotes. La gradació des de gotes de sideromelana clara a grans de taquilita microcristal·lina reflecteix el grau de refredament i cristal·lització de la gota de fos.

Els piroclasts de taquilita angulars blocky tenen un rang de morfologies que va d'aquells amb xarxes irregulars de vesícules obertes a grans blocky no vesiculats. Les vesicularitats (amb volum de vesícules del 10 al 20%) tendeixen a ser menors que en els piroclasts de sideromelana. Les superfícies dels grans i les parets de les vesícules no són suaus, sinó aspres; mostren superfícies de fractura i textures diktytaxítiques.

Tant en els piroclasts de sideromelana com en els de taquilita, les viscositats dels fos no són suficientment baixes com per permetre la formació d'esferes i ovoides de superfície suau, típiques de la tefra produïda per les erupcions hawaianes. La majoria dels piroclasts es refreden ràpidament després de l'erupció; pocs són deformats plàsticament en impactar contra el terra o tenen partícules soldades a la superfície de gra (aglutinats).

La varietat de piroclasts mostren la varietat de condicions que hi pot haver en una erupció estromboliana. Els piroclasts de sideromelana mostren la deformació més pronunciada per tensió superficial i, per tant, les viscositats més baixes. Són produïdes per un magma de temperatura més elevada, que pot ser el cas que es doni si el flux de lava pel conducte eruptiu és elevat, o si hi ha una obertura superior que permeti alguna mena de sortidor (de característiques similars a l'activitat hawaiana). Si la sortida està bloquejada o el flux de lava és petit, explosions ocasionals de fos menys vesiculat i més fred, que forma basses durant alguns moment, i piroclasts accidentals derivats d'slumps dins el cràte, formaran una gran abundància de piroclasts blockys taquilítics.

A.2 Mecanismes de fragmentació freatomagmàtica

A.2.1 La fragmentació freatomagmàtica

Les erupcions freatomagmàtiques són causades per la generació explosiva de vapor quan el magma ascendent entra en contacte amb cossos d'aigua (com ara el mar, llacs o pantans), aigua subterrània, neu, o gel. Tot i que el factor dominant en les erupcions freatomagmàtiques és el procés de l'explosió de vapor, la composició i les propietats físiques del magma també són factors importants que determinen el mecanisme de fragmentació durant la interacció del magma amb l'aigua externa.

A diferència de la fragmentació magmàtica, que ha sigut estudiada des d'aproximacions teòriques i evidències experimentals, la fragmentació freatomagmàtica s'ha investigat molt a través de l'observació de camp. Durant força temps es va considerar que la fragmentació era producte de la contracció per refredament del magma en entrar en contacte amb l'aigua. Ara bé, els experiments duts a terme des de començaments dels anys 70 indiquen un mecanisme de fragmentació força més complex per la formació de la cendra freatomagmàtica. Aquests experiments han estudiat la interacció explosiva de materials fosos amb l'aigua, un fenomen comunament anomenat "Fuel-Coolant Interaction" (FCI).

A.2.2 Funcionament de la fragmentació

El contacte explosiu de l'aigua amb el fos comença amb la formació i col·lapse de pel·lícules de vapor a la superfície del fos. Aquest procés és cíclic en una escala de

temps de micro o mil·lisegons; dóna lloc a la generació d'inestabilitats de fluid en el contacte, raigs d'aigua penetrant al fos, i ones d'esforços propagant-se cap a l'interior del fos. Aquests mecanismes fragmenten el fos, incrementant per tant l'àrea de la superfície i la taxa de transferència de calor. Els efectes del superescalfament i les ones de detonació són crítics per la vaporització de l'aigua. El superescalfament és un procés que involucra una transferència de calor fora de l'equilibri i una nucleació homogènia que provoquen una vaporització instantània. Encara és un procés no massa comprès, però provoca eficiències explosives varis ordres de magnitud més elevades que en els processos normals d'ebullició. Les ones de detonació són ones de xoc que es propaguen a través del fos causant una fragmentació i barreja amb l'aigua per inestabilitats del fluid i col·lapse de la pel·lícula de vapor. Aquestes ones són sensibles a la mida del sistema i permeten la interacció de grans volums de fos i aigua en un curt període de temps.

A continuació s'explica més detalladament el procés de fragmentació.

Evolució dels events de fragmentació

La fragmentació freatomagmàtica evoluciona de moltes maneres diferents depenent dels paràmetres primaris de control com són la viscositat, temperatura, pressió de confinament i tipus de contacte aigua/fos (p.ex. condicions de contacte i relació de masses). Aquests paràmetres són determinats per la situació geològica i ambiental del volcà i les característiques del seu magma, i determinen la taxa de transferència de calor del fos a l'aigua. Els events de fragmentació segueixen una complexa història evolutiva que inclou prebarreja, augment de la pressió, detonació, fallida, i ejecció. Aquests estadis són similars als associats amb una FCI.

La prebarreja és una interbarreja intensa de l'aigua amb el fos, que dóna un gran increment de l'àrea superficial i per tant de la transferència de calor. La barreja és controlada per els mecanismes de difusió i cinètics, incloent la fracturació hidràulica, "stress corrosion", capil·laritat, col·lapse de la làmina de vapor i injecció d'aigua, difusió molecular, i inestabilitats de Kelvin-Helmholtz. És important mencionar que aquesta barreja té lloc en un ampli rang d'escales, des de micròmetres a metres, i que es dóna sense una significant transferència de calor a l'aigua, gràcies a l'aïllament donat per la pel·lícula de vapor.

Després de la prebarreja, l'energia tèrmica és transferida a l'aigua a través de la gran àrea superficial efectiva, i amb aquesta transferència la pressió augmenta, en molts casos convertint l'aigua en un fluid supercrític o un fluid superescalfat metaestable. En els experiments, aquesta fase d'augment de pressió pot mostrar diferents patrons temporals, incloent un creixement amb el temps exponencial,

Estudi dels mecanismes eruptius del volcà Puig de la Garrinada (Olot)

parabòlic o cíclic. En el cas del creixement exponencial la pressió creix amb l'àrea superficial durant la prebarreja, fet que requereix que la prebarreja produeixi fragments de fos que decreixin de mida linealment amb el temps. Això produeix un augment exponencial de l'àrea superficial, i per tant de la transferència de calor amb el temps, acompanyat per un creixement exponencial de la pressió de l'aigua. Per altra banda, un creixement parabòlic de la pressió probablement reflecteix una difusió tèrmica simple on la transferència de calor és inicialment ràpida i es redueix amb el temps a mesura que la distància difusional augmenta. Els increments cíclics de pressió reflecteixen millor el creixement i col·lapse cíclic de les pel·lícules de vapor a mesura que la prebarreja progressa. Una transferència de calor ràpida a la interfase aigua-fos provoca que la pel·lícula de vapor es pressuritzi i expandeixi ràpidament fins passada la seva mida estable, portant al sobrerefredament de la pel·lícula i la seva immediata condensació i col·lapse, que pot produir raigs d'aigua que afectin la superfície del fos. La pressió inicial de la pel·lícula de vapor es torna llavors la força exercida sobre la superfície del fos pel col·lapse de la pel·lícula, cosa que porta a una ruptura del fos en partícules més petites i un augment de l'àrea de transferència de calor. Com que l'àrea superficial va creixent, la pressió de cada cicle de creixement de la pel·lícula també augmenta.

La prebarreja i augment de pressió poden continuar o poden disminuir amb el temps; el darrer cas resulta en una situació altament metaestable que només pot existir amb pressions de confinament elevades (>16 MPa). Tanmateix, en el cas anterior, l'aigua augmentarà gradualment la temperatura fins que es vaporitzarà espontàniament en part o en la seva totalitat. Si una petita porció de l'aigua assoleix aquest punt primera, la seva vaporització produeix un pols de pressió que detona la vaporització de la resta de l'aigua i pot causar una explosió.

Una expansió explosiva del vapor produeix una ona de xoc que accelera ràpidament el fos. Aquesta acceleració produeix esforços que poden excedir el "bulk modulus" del fos, portant a una fallida a gran escala i la producció de fragments; els fragments formats durant la prebarreja són triturats i arrencats del fos intacte. El mode de fallida està molt determinat per les propietats del fos, i va de comportament fràgil a dúctil (Fig. A.3).

L'estadi final de la fragmentació és l'ejecció, on els fragments es mouen a grans velocitats. Si l'explosió s'origina lluny d'una superfície lliure, llavors a mesura que l'ona de xoc emergeixi a través de la superfície lliure crearà una ona de rarefracció que es propagarà en la direcció oposada. Aquesta ona de rarefracció permet l'expansió immediata del vapor a mesura que es propaga per dins del conducte. És en aquest estadi quan la roca de la paret (lítics no juvenils) és fragmentada i incorporada

a la massa eruptiva. Amb l'expansió del vapor, els fragments són accelerats i ejectats fora del sistema. Durant aquesta ejecció, la velocitat del fragment és proporcional a la seva mida degut als efectes inercials, de manera que els fragments es mouran a diferents velocitats col·lisionant els uns amb els altres, produint una fragmentació més intensa.



Fig. A.3 Il·lustració esquemàtica de la fragmentació hidroclàstica (segons Wohletz, (1986)), en la que es mostra una barreja de fragments grollers de magma i aigua sotmesa a una ona de xoc que produeix una fragmentació fina en la seva estela, amb una ràpida vaporització de l'aigua. La vaporització espontània de la barreja finament fragmentada produeix suficient expansió com per mantenir l'ona de xoc. Els efectes dissipadors de la divergència tridimensional del camp de velocitat a l'estela de l'ona de xoc tendeixen a amortir l'ona de xoc i a interrompre el procés de detonació. Extret de Wohletz (1993).

Les distribucions de formes i mides dels fragments de fos són controlades pels tipus de prebarreja, detonació, mode de fallida i ejecció. Tot i que el desenvolupament i evolució no poden ser directament observats, el patró global de la fragmentació freatomagmàtica és retratat pels fenòmens eruptius. En aquest sentit, l'evolució de la fragmentació pot ser classificada com a: (1) creixent, (2) decreixent, (3) cíclica, o (4) retardada. La fragmentació creixent durant una erupció dóna lloc volums cada cop més grans de tefra produïda en cada explosió. Aquest comportament requereix que la massa de magma fragmentada creixi per un increment en el flux d'aigua i/o el flux de magma. La relació de massa aigua/fos determina en part l'energia de la fragmentació amb una energia de fragmentació més gran portant a més fragmentació magmàtica. I al revés, una disminució del flux o de la relació de masses allunyant-se de la fragmentació d'alta energia porta a una evolució decreixent de la fragmentació. Les

evolucions cícliques són comunes quan la fragmentació creix i decreix repetidament. Aquesta situació és més comú quan el subministrament d'aigua és reduït després de grans events de fragmentació, resultant en uns altres menys energètics fins que el subministrament d'aigua és restablert. La fragmentació retardada es refereix a una situació on l'event de fragmentació té lloc després d'un període de temps prolongat després de la prebarreja. Prèviament a la fragmentació el sistema és metaestable, requerint un detonant. Aquest tipus de fragmentació, tot i que és ben documentada en experiments, és difícil de mantenir en situacions volcàniques. Aquestes situacions poden incloure una cambra magmàtica a l'escorça superior que interacciona amb roques saturades d'aigua durant força temps abans de l'erupció.

Controls de la fragmentació

Gràcies als experiments i teoria descrits anteriorment i a l'observació de nombrosos volcans per tot el món, ha quedat clar que la fragmentació freatomagmàtica està fortament influenciada per tres paràmetres clau: la viscositat del magma, la relació temperatura/pressió, i el mode de contacte aigua/magma. El tercer és funció de la taxa de subministrament de magma i aigua externa, que és determinat per la hidrologia de la zona al voltant del conducte i el cràter.

Durant la fragmentació freatomagmàtica part de l'energia tèrmica del magma és convertida a energia mecànica, incloent energia sísmica i acústica, energia de fragmentació, i energia cinètica del moviment dels fragments. Amb l'increment de l'eficiència o taxa de conversió, augmenta l'energia mecànica alliberada i per tant la fragmentació. En les observacions de camp dels volcans, l'eficiència relativa de la fragmentació freatomagmàtica és reflectida per la distribució de la mida de gra i el mode de dispersió dels fragments.

En general, (1) els fosos de més alta temperatura tenen més energia tèrmica disponible per a la conversió a energia mecànica; (2) la viscositat retarda la barreja del magma i l'aigua de manera que en general la fragmentació serà més gran en els de menor viscositat. (3) la quantitat d'aigua en relació a la de magma involucrat en la fragmentació determina l'estadi termodinàmic intermedi i final de l'aigua en les erupcions freatomagmàtiques. Les temperatures d'aigua i magma abans de la interacció influencien les taxes de transferència de calor i la temperatura d'equilibri assolida durant la barreja. Simplificant, com més alta sigui la temperatura d'equilibri hi ha més energia disponible pel treball mecànic, però la taxa de transferència de calor està lligada de manera complexa a la temperatura de l'aigua, creixent ràpidament amb la temperatura fins al començament de l'ebullició de la pel·lícula de vapor.

Probablement no s'assoleix mai l'equilibri tèrmic durant la fragmentació degut a que la inestabilitat i l'expansió del vapor es dóna abans d'arribar a aquest punt.

L'efecte de la pressió ambient o de confinament es comprèn menys. La pressió està termodinàmicament lligada a la temperatura, i ,per tant, el treball pressió-volum de la fragmentació hauria d'augmentar amb la pressió, però hi ha algunes indicacions experimentals de que la pressió també actua atenuant la interacció perquè limita el creixement de la pel·lícula de vapor i la quantitat de prebarreja. Tanmateix, les fragmentacions experimentals més violentes s'han donat quan la pressió de confinament està per sobre de la pressió crítica de l'aigua.

La viscositat dels magmes va des de pocs Pa-s en el cas de la composició basàltica, fins a milions de Pa-s en el cas dels magmes silícics. A més, la viscositat està lligada a la temperatura del magma (els magmes de major temperatura tenen en general menors viscositats). Mentre que la temperatura pot variar varis centenars de graus, la viscositat varia ordres de magnitud. La viscositat (i la tensió superficial) és un paràmetre important pel creixement i propagació de les inestabilitats de fluid en la interfase entre l'aigua i el magma.

L'efecte combinat de la viscositat i la temperatura en l'eficiència de la fragmentació és marcadament inferior que la de la relació aigua/magma, que varia més de dos ordres de magnitud. Aquesta observació reflecteix el gran control de l'expansió de l'aigua durant la fragmentació, un control determinat pels estadis termodinàmics intermedi i final de l'aigua. Si hi ha molt poca aigua disponible, aquesta pot ser escalfada fins a altes temperatures i pressions, però només fragmenta volums de magma relativament petits. En l'altre extrem, si hi ha abundància d'aigua, pot ser que aquesta no adquireixi mai prou energia tèrmica per la fragmentació. Amb relacions de massa intermèdies, hi ha suficient energia tèrmica per portar tota l'aigua a estadis elevats d'energia interna, obtenint com a resultat una fragmentació quasi completa del magma. En els experiments de laboratori s'ha observat que la màxima eficiència de la fragmentació freatomagmàtica té lloc per relacions aigua/magma entre 0,1 i 0,3.

L'aigua involucrada en la interacció no té per què ser sempre un líquid pur, pot contenir partícules (sediment o tefra) o altres impureses com ara compostos dissolts (aigua de mar o fluids hidrotermals). Els efectes d'aquestes impureses en el procés de fragmentació estan relacionats als canvis en les propietats físiques de l'aigua impura. Depenent de la concentració de les impureses a l'aigua, la viscositat pot augmentar fins a un ordre de magnitud, la densitat es pot doblar, i la capacitat calorífica pot disminuir una quarta part.

A.2.3 Productes de la fragmetació freatomagmàtica

La morfologia de la cendra s'ha usat per dilucidar el mecanisme de l'erupció freatomagmàtica. Varis autors han estudiat les morfologies resultants en diferents contextos eruptius. Quan la fragmentació és el resultat del contacte del magma amb aigües meteòriques el resultat són formes equants blockys amb cares curviplanars amb poques vesícules. Les superfícies dels grans són sobretot planars, bastant sovint trobant-se en angles rectes; aquestes superfícies planes són característiques dels piroclasts hialoclàstics. Les vesicularitats van de baixes (majoritàriament menys de 30%) fins a no vesiculars; les vesícules són sovint esfèriques i estan àmpliament espaiades.

La mida de les partícules, així com la seva forma, s'ha usat també per avaluar i fer càlculs sobre la formació de cendra volcànica. Molts anàlisis de piroclasts publicats han mostrat la relació entre la mida de la partícula i el mecanisme de transport i deposició. La distribució de les mides dels piroclasts freatomagmàtics està fortament controlada per l'energia de l'erupció, que alhora controla els mecanismes dispersius i els tipus de dipòsits resultants.

La comparació de mostres naturals amb les cendres obtingudes en experiments de modelització de les explosions hidrovolcàniques van permetre a Wohletz (1983) desenvolupar diversos models teòrics de la formació de la cendra hidrovolcànica. Tot i que hi ha limitacions físiques a l'hora de comparar fosos metàl·lics fets per l'home amb el magma, els experiments suggereixen que els mecanismes de fragmentació són bàsicament els mateixos per un ampli espectre de composicions del fos. Les formes de les partícules de cendra produïdes experimentalment són blockys i equants, esfèriques, agregats molsosos en forma de gota, i formes de plat de les parets trencades de vesícules (Fig. A.4). Aquestes morfologies, així com la seva mida, mostren una gran semblança amb aquelles de les cendres produïdes per erupcions hidrovolcàniques. Donat que la ràpida vaporització de l'aigua és el mecanisme principal de les explosions hidrovolcàniques, l'estudi dels materials piroclàstics generats per aquestes explosions proporciona informació de l'eficiència del procés de transferència de calor. La transferència de calor és majoritàriament per conducció i requereix grans superfícies per assolir taxes explosives. Els clasts experimentals mostren una disminució de la mida de gra amb l'augment de l'eficiència explosiva. La mida màxima de les explosions experimentals és de 2 a 3 mm; els clasts d'origen no explosiu són més grollers. Els fragments més petits són de menys d'1 μm. Similarment, els dipòsits d'hidrovolcanisme explosiu tenen una mida mitjana de gra menor d'1 o 2 mm, que és també la mida mitjana de molts dipòsits de tefra magmàtica.



Fig. A.4 Esquemes de les textures de gra resultants de l'hidrovolcanisme segons Sheridan i Wohletz (1983). A: blocky i equant; B: molsós; C: forma de plat; D:gota o fus; E: gra blocky amb cares amb fractures concoïdes; F: cristalls perfectes amb una capa adherida de vidre vesiculat. Extret de Wohletz (1993)

Les formes dels fragments produïts durant les interaccions aigua/fos reflecteixen la fragmentació per fractura fràgil durant el pas de les ones d'esforç i la barreja viscosa de fos/fluid per inestabilitats del fluid. Les interaccions explosives més eficients apareixen amb el segon d'aquests mecanismes de fragmentació. Així, la producció de clasts de mida de gra fina amb grans àrees superficials i formes fluidals es preveu per erupcions molt explosives de basalt fluid. Tot i això, la viscositat i resistència del fluid fomenta fortament el desenvolupament d'inestabilitats. Per tant, per fosos de composició intermèdia a silícica domina la fragmentació fràgil.

La consideració teòrica dels mecanismes de fragmentació experimental suggereix que les ones d'esforç produïdes per la vaporització a alta pressió de l'aigua en la interfase fos/aigua pot, en part, induir la vesiculació del fos.

Formes dels clasts en funció del tipus de fragmentació

Gràcies als experiments duts a terme amb termita i la teoria de les FCI, es pot inferir un mecanisme de fragmentació per cadascun dels tipus de grans que s'originen en les erupcions freatomagmètiques. Els grans blocky que es troben en els dipòsits de tefra i que són produïts en experiments de laboratori semblen vidre fragmentat o vidre que ha sigut parcialment retorçat i deformat quan encara era plàstic. Aquests fragments es formen quan les ones d'esforç es propaguen a través del fos i produeixen taxes de deformació que superen el seu "bulk modulus" (Fig. A.5). També s'imagina que la temperatura del fos és pròxima al solidus, i que per tant es formen fractures per



Fig. A.5 El col·lapse d'una pel·lícula de vapor superescalfada o l'expansió explosiva de la pel·lícula produirà ones d'esforç sobre el fos. Si aquestes excedeixen el "bulk modulus" del fos aquests es fragmentarà donant lloc a fragments blocky o platey. Extret de Morrissey et al. (2000)

fractura fràgil en resposta a la contracció tèrmica o les ones d'esforç tensional produïdes pel col·lapse de la pel·lícula de vapor. Com que les ones d'esforç es propaguen normalment més ràpid que les ones tèrmiques, és probable que la contracció tèrmica afecti només la superfície del fos mentre que la totalitat del fos és ràpidament sotmesa a esforços mecànics.

En porcions refredades del fos, les fractures tendeixen a propagar-se amb angles inferiors a 45° respecte la superfície del fos, formant clasts amb forma blocky amb cares planes a curviplanars. L'oscil·lació de la pel·lícula de vapor pot produir turbulències que tendeixin a separar els fragments refredats de la superfície del cos fos i exposar superfícies que no estiguin refredades (Fig. A.5). En les porcions de fos que es fragmenten abans del refredament, les turbulències del vapor poden causar deformació dels fragments no refredats, amb la tensió superficial afavorint la formació de textures fluidals superficials.

Els grans molsosos es desenvolupen per deformació viscosa sota condicions d'esforços tensionals generades durant la ràpida formació de vapor. Aquestes condicions són pronosticades pel desenvolupament d'inestabilitats de Rayleigh-Taylor i Kelvin-Helmholtz. Aquestes inestabilitats són causades pel moviment relatiu del vapor al llarg de la superfície del fos (Fig. A.6). Pertorben la superfície del fos i introdueixen característiques morfològiques addicionals. Quan les forces de tensió superficial són superades per les inestabilitats de Rayleigh-Taylor, creixen petites columnes de fos des de la superfície d'aquest (Fig. A.7). Les inestabilitats de Kelvin-Helmholtz són induïdes pels esforços de cisalla que arriben a estirar i deformar la superfície del fos. Com que aquestes inestabilitats es formen amb un ampli rang de longituds d'ona i orientacions, la superfície del fos pot tornar-se molt convoluta, donant lloc a fragments tortuosos de gran àrea superficial.



Fig. A.6 Esquema d'una inestabilitat planar de Taylor en la interfase entre el magma i una pel·lícula de vapor que està col·lapsant. El cicle complet del creixement de la inestabilitat es mostra a sota. Les oscil·lacions en el gruix de la pel·lícula de vapor transmeten molt moment al magma, de manera que la seva superfície es distorsiona en forma d'ones que creixen en amplitud fins que, degut a la tensió superficial, se separen per formar petits fragments de fos. Extret de Wohletz (1993).



Fig. A.7 Al contacte de l'aigua amb el fos es formen inestabilitats de fluid que poden causar un col·lapse de la pel·lícula de vapor que es forma, cosa que provoa que raigs d'aigua penetrin al fos. El resultat és una fragmentació grollera, ràpid intercanvi de calor, seguit per una explosió de vapor. L'explosió genera llavors noves àrees de contacte entre fos i aigua, i/o una ona de xoc que fragmenta més fos i actua com a ona de detonació. Extret de Morrissey et al. (2000)

Els grans esfèrics o en forma de gota es formen degut a l'efecte de la tensió superficial quan el magma encara està prou calent com per comportar-se com un fluid. Com en el cas de els grans molsosos, les inestabilitats de la superfície del fos creixen i se separen per formar estructures esfèriques o allargades en forma de cordó com a resposta a la força del col·lapse local de la pel·lícula de vapor (Fig A.8). El mecanisme més ràpid que contribueix a la producció d'aquests grans es dóna quan les ones de compressió associades al col·lapse de la pel·lícula de vapor es tornen prou importants

com per arrancar les ondulacions superficials produïdes per les inestabilitats; això dóna lloc a la producció d'una multitud fragments fins. Quan el col·lapse de la pel·lícula de vapor produeix acceleracions suficients com per sobrepassar la força de tensió superficial del fos, raigs d'aigua poden penetrar al fos i quedar parcial o totalment atrapats sota la superfície. L'aigua atrapada és superescalfada i s'expandeix, causant per tant una fragmentació addicional del fos.



Fig. A.8 Les inestabilitats de fluid donaran formes esfèriques o de gota en el fos si la viscositat és baixa i els efectes de la tensió superficial són importants. Extret de Morrissey. et al. (2000)

Els grans en forma de plat s'interpreten com a peces d'una crosta refredada arrencades de la superfície del magma (Fig. A.5). El procés d'arrencat pot ser atribuït a la turbulència de la oscil·lació de la pel·lícula de vapor, la propagació de l'ona de vaporització, o les inestabilitats de Kelvin-Helmholtz. L'ejecció a gran velocitat del fos porta a la formació de "llana de roca" (Pele's hairs).

A.2.4 Observacions de camp

La profunditat de la fragmentació està determinada per la profunditat de l'aqüífer. Durant una erupció, un aqüífer pot ser arrossegat cap a baix de manera que el nivell de fragmentació es va tornant més profund mentre que la pressió hidrostàtica en el sistema es manté més o menys constant. Les explosions que es propaguen cap a baix fragmenten la roca de la paret a nivells més i més profunds, engrandint així el conducte cap al nivell de l'aqüífer. La quantitat de piroclasts lítics també reflecteix l'estabilitat de les parets. Quan les parets són estables i l'erupció es força contínua i feble, s'expulsen molt pocs fragments de roca de la paret. Si les parets són inestables, llavors aquestes poden ser erosionades durant una erupció feble, produint per tant una quantitat significativa de roca de la paret fragmentada. El col·lapse d'una roca d'una paret erosionada pot desencadenar una erupció freatomagmàtica explosiva potent i discreta que expulsi sobretot material lític.

<u>Agraïments</u>

Per a l'elaboració d'aquest treball ha sigut imprescindible la col·laboració d'un seguit de persones a qui vull agrair la seva ajuda i consell: de la Facultat de Geologia el meu tutor, Domingo Gimeno; dels Serveis Centífico-Tècnics de la UB el personal tècnic responsable del servei de microscopia electrònica, i Elisenda Seguí, de Fluorescència de Raigs X; de fora la universitat el Sr. Travessas, d'Olot, constructor de l'edifici gràcies al qual es va crear l'aflorament, Donatella De Rita, de la Università di Roma III, que va visitar l'aflorament i ens va donar opinions molt valuoses, en particular sobre el nivell D, i molt altra gent que m'ha donat el seu suport.

Finalment, esmentar que aquest treball s'ha conduït dins el marc del SGR 2005 795.