

Petrología de los enclaves del volcán Roca Negra (Olot, NE España)

por Pepita LLOBERA SANCHEZ

Dpto. de Petrología Universidad Autónoma de Barcelona, Bellaterra (Barcelona) España

RESUMEN

Los enclaves máficos y ultramáficos del volcán Roca Negra (Olot, Gerona) pertenecen al grupo de las Al-augitas y están formados esencialmente por: olivino magnesiano (Fo_{75,00}-Fo_{83,50}), Clinopiroxeno (augita-salita), broncita, labradorita, kaersutita, flogopita, apatito y minerales opacos. Las proporciones modales son muy variables y, junto con las características texturales, determinan su subdivisión en piroxenitas, melanogabros y anfibolitas.

Estos enclaves representan acumulados de clinopiroxeno y olivino cristalizados dentro del Manto a unos 10 kbar de presión y a unos 1100° C de temperatura. Algunas anfibolitas tienen también plagioclasa y anfíbol como fases cúmulus.

La aparición de un fluido no subsaturado permitió el desarrollo de ortopiroxeno, anfíbol y mica a una T inferior a los 1000° C. El ortopiroxeno se formó mediante una reacción entre el olivino y la plagioclasa.

La disminución de la presión durante la extrusión dio lugar a una fusión parcial de anfíbol y plagioclasa. A partir del fundido se formaron sobrecrecimientos de olivino y clinopiroxeno sobre los cristales cúmulus, así como cristales esqueléticos de olivino y plagioclasa y vidrio de composición toleítica rica en Ti.

ABSTRACT:

The mafic and ultramafic enclaves from the Roca Negra volcano (Olot, Gerona) belong to the Al-augite group. They are made up of magnesian olivine (Fo_{75,00}-Fo_{83,50}), clinopyroxene (augite to salite), broncrite, labradorite, kaersutite, phlogopite, apatite and opaques. According to their textures and highly variable modal proportions they may be divided into pyroxenites, melanogabbros and amphibolites.

These enclaves represent olivine and clinopyroxene cumulates crystallized in the Mantle at ca. 10 kbar and 1100° C. Plagioclase and amphibole are as well cumulus phases in some amphibolites.

The orthopyroxene, amphibole and mica developed at a T less than 1000° C in the presence of a non-saturated fluid phase. The orthopyroxene was the result of a reaction between olivine and plagioclase.

The P decrease during extrusion induced a partial melting of the amphibole and plagioclase. During the cooling of these melts some overgrowths of olivine clinopyroxene over the cumulus phases, as well as skeletal crystals of olivine and plagioclase and Ti-rich tholeiitic glass were formed.

INTRODUCCION

Entre las ciudades de Olot y Gerona se levantan una cuarentena de volcanes estrombolianos de dimensiones reducidas (30-200 m de altitud relativa). Petrologicamente, los materiales volcánicos son basaltos y basanitas de tipo alcalino, que en ciertas localidades encierran gran cantidad de enclaves.

Estos enclaves pueden dividirse en dos categorías: i) peridotitas de composición bastante homogénea, que han sido interpretadas como fragmentos refractarios del Manto Superior (Tournon, 1968); ii) agregados policristalinos de composición mineralógica y modal muy variables, con origen y evolución controvertidos.

Los enclaves de la categoría ii) son especialmente abundantes en la base del volcán Roca Negra, donde se presentan como nódulos de diámetro a veces superior a los veinte centímetros y con una amplia diversidad de paragénesis. Por este motivo se han elegido los enclaves del volcán Roca Negra como objeto de estudio, a fin de elaborar un esquema coherente sobre sus orígenes y evolución.

Los enclaves de Roca Negra están formados fundamentalmente por olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol, plagioclasa, mica, apatito, minerales opacos y vidrio. El clinopiroxeno es el único mineral presente en todos los enclaves; los demás pueden estar presentes o no, y cuando aparecen, pueden hacerlo en proporciones muy variables.

En base a su composición mineralógica y características texturales, los enclaves estudiados (unos cincuenta) se han dividido en tres grupos principales: piroxenitas, melanogabros y anfibolitas. La composición de los enclaves puede variar considerablemente dentro de un mismo grupo, así por ejemplo, en el grupo de las piroxenitas se engloban clinopiroxenitas junto con websteritas, wehrlitas y peridotitas. Por otra parte, la proporción relativa de algunos minerales puede variar mucho dentro de una misma lámina delgada, de modo que algunas rocas tendrían una denominación un tanto ambigua.

TIPOS DE ENCLAVES

Piroxenitas

Están formadas fundamentalmente por clinopiroxeno y olivino subidiomorfos y xenomorfos, que dan lugar a una textura equigranular. Ambos minerales suelen estar zonados, siendo frecuente la presencia de una parte idiomorfa o subidiomorfa. El clinopiroxeno es de color grisáceo y a menudo está cribado. El olivino es incoloro y con frecuencia está bastante alterado a iddingsita. En algunos enclaves el olivino presenta maclas mecánicas. Puede aparecer un ortopiroxeno con un pleocroísmo bastante débil que va del rosa pálido (np) a incoloro (ng) y que se presenta en pequeñas placas ameboidales asociadas al olivino.

Intersticialmente pueden aparecer pequeñas cantidades de plagioclasa, anfíbol, mica, minerales opacos y vidrio. El anfíbol, con un pleocroísmo muy marcado que va del castaño rojizo (ng) al amarillo pálido (np), también se presenta como parches y lamelas dentro del clinopiroxeno, orientándose según las direcciones cristalográficas del cristal huésped. La mica se presenta en pequeñas pajuelas oscuras con pleocroísmo semejante al del anfíbol.

Melanogabros

Están formados principalmente por clinopiroxenos, plagioclasa y anfíbol. El clinopiroxeno es de color verdoso y se presenta tanto en grandes cristales con parches y lamelas de anfíbol orientadas según sus direcciones cristalográficas, como en agregados granulares libres de inclusiones de anfíbol que dan lugar al desarrollo de puntos triples. El anfíbol posee características semejantes a las de las piroxenitas. La plagioclasa ocupa una posición intersticial y presenta signos evidentes de deformación (maclas en cuña). En algunos enclaves incluye cristales idiomorfos de apatito. Una característica de los melanogabros es el desarrollo de anfíbol coronítico entre clinopiroxeno y plagioclasa (fig. 1).

El olivino es poco abundante y aparece en secciones xenomorfas alteradas, frecuentemente con una aureola de ortopiroxeno. El ortopiroxeno tiene pleocroísmo que va de gris a verdoso (ng) a rosa salmón (np), aunque generalmente es xenomorfo, a veces puede tener hábito subidiomorfo.

Otras fases, que ocupan posición intersticial, son la mica, con pleocroísmo similar al del anfíbol, los minerales opacos, que se encuentran también dentro del anfíbol, y el vidrio.

Anfibolitas

Algunas de estas rocas están formadas casi exclusivamente por clinopiroxeno de color verde intenso y

anfíbol, mientras que en otras pueden aparecer plagioclasa, mica, apatito, minerales opacos y vidrio en proporciones variables y con características a las descritas en los grupos anteriores. Raramente se encuentran olivino y ortopiroxeno.

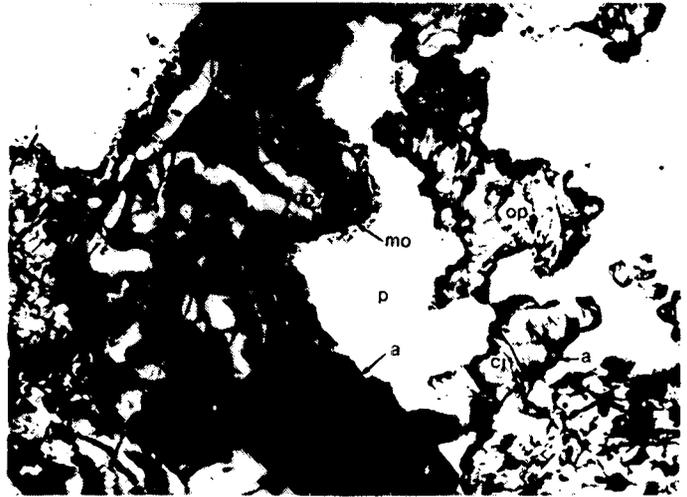


Figura 1: Melanogabro (13980) con plagioclasa (p), olivino (ol), ortopiroxeno (op) coronítico entre olivino y plagioclasa y un borde rico en minerales opacos (mo), clinopiroxeno (cp) con anfíbol (a) coronítico y en lamelas.

Pueden distinguirse dos tipos de anfíbolitas: anfíbolitas con anfíbol poiquilítico y anfíbolitas con anfíbol no poiquilítico. En el primer tipo, el anfíbol es de color marrón muy oscuro y presenta un aspecto sombreado. Los bordes del anfíbol se aclaran hasta confundirse con el vidrio intersticial. El clinopiroxeno está muy corroído en contacto con el anfíbol. A menudo se encuentran agregados granulares de clinopiroxeno como los descritos en los melanogabros. En algunos enclaves los cristales de anfíbol pueden ser de gran tamaño, englobando a decenas de cristales de clinopiroxeno, olivino y ortopiroxeno. La plagioclasa nunca parece incluida en los cristales de anfíbol.

El anfíbol no poiquilítico se presenta en prismas alargados, frecuentemente zonados y maclados al igual que el clinopiroxeno de la misma roca. Las relaciones entre el clinopiroxeno y el anfíbol son complejas; algunas secciones de anfíbol tienen el centro ocupado por clinopiroxeno, al que corroen, mientras que en otras secciones el clinopiroxeno y el anfíbol parecen haberse formado al mismo tiempo. La abundancia relativa de plagioclasa y anfíbol hace que aparezcan bandas de distinta composición en estos enclaves.

COMPOSICION QUIMICA DE LOS MINERALES

Los análisis de los minerales fueron realizados por J.I. Gil Iburguchi con una microsonda CAMECA M546

del Dpto. de Petrología de la Universidad de París VI. Se utilizaron minerales naturales como patrones. La corrección de los resultados se hizo mediante el programa EMPADR VII de Rucklidge y Gasparrini (1967).

Clinopiroxenos

La composición química de los clinopiroxenos se muestra en la Tabla I.

Utilizando criterios químicos y texturales, los nódulos ultramáficos de las lavas pueden clasificarse en dos series, la de los Cr-diósidos y la de las Al-augitas (Wilshire y Shervais, 1975). Los nódulos pertenecientes a la serie de los Cr-diósidos tienen mineralogía, proporciones modales de las fases y composición de las mismas bastante constantes. Los minerales que forman parte de estos enclaves son olivinos, ortopiroxenos y clinopiroxenos de composiciones muy magnesianas, y están asociados a espinela rica en cromo. Se interpretan como xenolitos del Manto incluidos accidentalmente en el basalto. En los nódulos pertenecientes al grupo de las Al-augitas, las paragénesis poseen composiciones modales más variadas y aparecen otras fases tales como ilmenita, kaersutita y mica. Los clinopiroxenos son ricos en aluminio y titanio y son más férricos que los del grupo anterior. Se interpretan como xenolitos de composición basáltica cristalizados como acumulados precoces a partir de un líquido basáltico, facies marginales no acumulativas o cuerpos magmáticos que han alcanzado un alto grado de cristalización.

De acuerdo con los criterios de Wass (1979), los clinopiroxenos pertenecientes al grupo de los Cr-diósidos son ricos en SiO₂ (50.5-52.6% wt.) y pobres en TiO₂ (0.07 - 1.09% wt.) y Al₂O₃ (2.12 - 5.77 % wt.). La cantidad de Al^{IV} suele ser inferior a 0.139, y en general se aproxima a 0.100.

De las muestras estudiadas, los clinopiroxenos 13980 y 15126C pertenecerían a la serie de los Cr-diósidos, según los criterios de Wass (1979), sin embargo, la proporción $100Mg / (Mg + Fe^{2+})$ (mg) de estos clinopiroxenos (76.06 y 81.55 %wt. respectivamente) parecen excesivamente bajas. Los olivinos y ortopiroxenos que coexisten con estos minerales son también muy férricos, por lo que parece más razonable suponer una cristalización a partir del magma, pero en condiciones de alta precisión para estos clinopiroxenos.

Estos mismos criterios indican que los demás clinopiroxenos analizados pertenecen a la serie de las Al-augitas. En realidad, y como es frecuente en los clinopiroxenos de esta serie, la mayoría de ellos no son augitas s.s. (sólo el clinopiroxeno 13980 es una augita rica en Ca), sino piroxenos de la serie diósido-hedembergita (salitas) ricos en Al. En la mayoría de ellos el contenido en calcio supera el valor teórico de la molécula de clinopiroxeno.

Ortopiroxenos

La composición de los ortopiroxenos se muestra en la Tabla I. Se trata de broncitas férricas.

Tournon (1968) señala la existencia de dos tipos de ortopiroxeno con características ópticas diferentes en los enclaves de Roca Negra. El análisis químico de estos dos tipos de ortopiroxeno ha revelado que efectivamente son algo distintos, ya que el de la muestra 15126 tiene mg= 80.98 y el de 13980 mg= 76.59. Sin embargo, es probable que esta diferencia no refleje distintas condiciones de cristalización, sino la influencia de la composición del olivino con el que aparece asociado el ortopiroxeno y a partir del cual se forma (ver más adelante), más rico en magnesio en la muestra 15126 que en la 13980.

Olivinos

Aunque los olivinos de algunos enclaves presenten maclas mecánicas, su composición es demasiado férrica (ver Tabla II) como para poder considerarlos precedentes del Manto. Los enclaves de la serie de los Cr-diósidos tienen olivinos de composición Fo90,00 Fo88,00, muy distinta a la de los olivinos analizados (Fo83,50-Fo75,00). Por otra parte, la existencia de plagioclasas con maclas en cuña y agregados granulares de clinopiroxeno con puntos, indica que la deformación afectó a toda la roca. Esto significaría que los enclaves deformados debieron cristalizar en el interior del Manto.

Anfiboles

El anfíbol posee una composición que varía desde pargasita férrica (Ti alrededor de 0.274 f.u.) a kaersutita (Ti de 0.521 a 0.826 f.u.). En algún caso se ha observado una zonación composicional, con aumento de los contenidos en Ca, Al y Ti, y una disminución de Si y Mg del centro hacia los bordes (Tabla III).

Micas

Los análisis de micas (Tabla III) indican un contenido elevado en magnesio en estos minerales. Teniendo en cuenta el límite entre biotita y flogopita establecido por Deer, Howie, y Zussman en la relación Mg: Fe igual a 2:1, la mica del enclave 13980 sería claramente una flogopita (3.3:1), y la del 15138 una biotita muy rica en magnesio, casi una flogopita (1.95:1). Se trata pues, de micas estables a altas temperaturas.

Minerales opacos

De los minerales opacos analizados (Conqueré in Tournon, 1968), la titanomagnetita parece ser el más

abundante. La ilmenita le sigue en importancia. Dentro de los silicatos aparecen en ocasiones pequeños cristales de titanomagnetita o glóbulos de sulfuro.

Plagioclasas

La composición de las plagioclasas es desconocida y su basicidad se determinó mediante el método de Van

En la Tabla IV aparecen los análisis del vidrio de los enclaves 15126 y 13978. Su composición es prácticamente idéntica a la del vidrio obtenido experimentalmente por fusión de hornblenda basáltica (Larsen, 1979). Las diferencias entre el anfíbol 15126 y el vidrio formado a partir de él pueden explicarse por las distintas velocidades de difusión iónica de los elementos dentro del fundido (Donaldson, 1975). El aumento en contenido de Ti de los bordes de los anfíboles de este enclave podría explicarse por una retención preferente

ANÁLISIS REPRESENTATIVOS DE PIROXENOS

muestra	13978C	13978B	15126C	15126B	15126V	13980	15128	15129	15138	151260	139800
SiO ₂	45.62	46.00	51.60	44.61	46.70	50.80	47.57	44.59	47.92	52.85	51.38
TiO ₂	2.48	2.41	0.45	3.40	2.31	0.72	1.50	2.35	0.87	0.29	0.41
Al ₂ O ₃	8.72	8.26	2.82	8.96	7.30	4.60	6.11	8.41	4.20	2.31	3.17
Cr ₂ O ₃	0.60	0.60	1.01	2.09	1.87	0.78	0.51	0.57	0.62	0.83	0.74
FeO _t	7.26	7.22	6.10	5.72	5.79	7.60	8.43	8.60	8.06	12.49	16.10
MnO	0.42	0.43	0.59	0.54	0.50	0.31	0.51	0.48	0.59	0.71	0.45
MgO	12.33	12.29	15.16	12.30	13.46	13.54	12.00	9.79	11.98	28.15	25.04
CaO	22.34	22.50	22.29	22.44	21.94	22.50	21.75	24.43	23.91	0.86	1.10
Na ₂ O	0.46	0.49	1.09	0.97	0.90	1.10	1.26	1.29	1.61	0.15	0.38
TOTAL	100.23	100.20	101.11	101.06	100.76	98.65	99.64	100.51	99.76	98.64	98.77

Fórmulas estructurales (0:6)

Si	1.708	1.722	1.897	1.661	1.733	1.903	1.798	1.694	1.824	1.919	1.884
Al ^{IV}	0.292	0.278	0.103	0.339	0.267	0.097	0.202	0.306	0.176	0.081	0.116
Al ^{VI}	0.093	0.087	0.019	0.054	0.052	0.106	0.070	0.070	0.013	0.018	0.093
Ti	0.070	0.068	0.013	0.095	0.064	0.020	0.043	0.067	0.025	0.008	0.023
Fe _t	0.227	0.226	0.188	0.178	0.180	0.238	0.267	0.234	0.256	0.379	0.245
Mn	0.013	0.014	0.018	0.017	0.016	0.010	0.016	0.016	0.018	0.022	0.011
Mg	0.688	0.686	0.831	0.682	0.744	0.756	0.676	0.555	0.679	1.523	0.772
Ca	0.896	0.903	0.878	0.894	0.872	0.771	0.881	0.996	0.977	0.033	0.767
Na	0.033	0.036	0.078	0.070	0.065	0.080	0.092	0.096	0.119	0.011	0.080
Cr	0.018	0.018	0.029	0.062	0.055	0.023	0.015	0.017	0.018	0.024	0.023

TABLA I: 13978: clinopiroxenita olivínica; 15126: websterita olivínica; 13980: melanogabro; 15128: anfíbolita bandeada; 15129: anfíbolita con clinopiroxeno y apatito; 15138: anfíbolita con clinopiroxeno. C = centro, B = borde, V = creciendo hacia el vidrio, O = ortopiroxeno

der Kaaden en la platina de Federov (Tournon, 1968). Es una labradorita (50-64% An).

Vidrios

Son abundantes dentro de los enclaves de Roca Negra y se forman por fusión de algunas fases preexistentes cuando disminuye la presión durante la extrusión (Larsen, 1979).

Tanto el anfíbol como la plagioclasa muestran frecuentemente caracteres particulares que parecen indicar su fusión. Algunas plagioclasas tienen un borde cribado que contiene diminutas inclusiones de vidrio. A veces el vidrio forma un fino reticulado dentro de la plagioclase. Los anfíboles pueden tener un borde claro, de color amarillo, que llega a confundirse con el vidrio que los rodea.

de este elemento por aquel mineral. En el enclave 13978 no se ha encontrado anfíbol ni plagioclase, pero existe la posibilidad de que la fase original haya fundido por completo.

Dentro del vidrio aparecen cristales de olivino, (fig. 2), que a veces se nuclean sobre olivinos primarios. Las secciones basales de estos cristales son pequeños polígonos hexagonales. Se han encontrado otros cristales esqueléticos con sección rectangular que deben ser plagioclasas. No se han observado cristales esqueléticos de clinopiroxeno, pero algunos clinopiroxenos tienen una zona exterior idiomorfa en contacto con el vidrio que parece crecer hacia él. De forma semejante, algunos olivinos tienen una zona exterior idiomorfa con una proporción de magnesio mayor que los centros (mg = 82.23 y mg = 77.00 respectivamente). Esta zona exterior debe haberse formado también por cristalización a partir del fundido que después daría lugar al vidrio intersticial.

ANÁLISIS REPRESENTATIVOS DE OLIVINOS

muestra	13978C	13978B	15126C	15126B	13980	15128
SiO ₂	38.63	39.00	38.83	39.39	38.26	38.19
Al ₂ O ₃	0.60	0.60	0.41	0.50	0.61	0.59
Cr ₂ O ₃	0.52	0.54	—	—	0.71	0.50
TiO ₂	—	—	0.14	0.17	—	—
FeO _t	19.24	16.36	20.77	16.34	22.20	20.62
MnO	0.54	0.55	0.87	0.67	0.43	0.70
MgO	39.62	42.17	39.03	42.36	37.33	38.59
TOTAL	99.15	99.22	100.28	99.90	99.54	99.18

Fórmulas estructurales (0:4)

Si	1.000	0.996	1.001	0.998	1.000	0.996
Al ^{IV}	—	0.004	—	0.002	—	0.004
Al ^{VI}	0.018	0.014	0.012	0.013	0.019	0.014
Cr	0.011	0.012	—	—	0.015	0.010
Fe _t	0.416	0.349	0.448	0.346	0.485	0.450
Mn	0.012	0.012	0.019	0.014	0.010	0.015
Mg	1.529	1.604	1.500	1.601	1.455	1.500
Ti	—	—	0.003	0.003	—	—

TABLA II: Las mismas muestras que en Tabla I.

GEOTERMOMETRIA Y GEOBAROMETRIA

Se ha calculado la temperatura de cristalización de los enclaves utilizando el método de Powell y Powell (1974) basado en la reacción de intercambio Mg-Fe²⁺ entre un piroxeno rico en calcio y un olivino. Las temperaturas obtenidas para los enclaves 13978, 15126, 13980 y 15128, calculadas a la presión de un bar, son: 1090, 1035, 1125 y 1095° C respectivamente. La variación de la temperatura con la presión es de unos 5° C/kbar. Debe tenerse en cuenta que el hierro total analizado se considera como Fe²⁺, por lo tanto, las temperaturas calculadas representan las condiciones máximas de temperatura durante la cristalización.

Para obtener las temperaturas de formación de los ortopiroxenos se ha empleado el método de Wells (1977), basado en el solvus de los piroxenos. Los efectos de la presión sobre el solvus se consideran mínimos. Los resultados para los enclaves 15126 y 13980 son de 845 y 895° C respectivamente.

El método de Sack (1980) basado en la distribución de Fe²⁺ y Mg entre ortopiroxeno y olivino da un resultado menos consistente: 600-800° C para el enclave 15126 y 500-600° C para 13980. No obstante, también indica una temperatura de formación relativamente baja para los ortopiroxenos.

Las condiciones de presión de formación de los enclaves pueden estimarse aproximadamente mediante el cálculo de las moléculas elementales de los clinopiroxenos. El valor máximo del componente CaAl₂SiO₆,

obtenido en el enclave 13980, es igual a 6.6% lo que indica condiciones de presión superiores a los 5 kbar (Kushiro, 1962). A presiones mayores de 10 kbar la solubilidad de la molécula CaTiAl₂O₆ es prácticamente cero (Yagi y Onuma, 1967). Dado que en este clinopiroxeno es de 2.0, pero contiene un 4.9% de jadeíta, puede considerarse como límite superior para la presión, un valor aproximado de 10 kbar. Teniendo en cuenta que el clinopiroxeno 13980 parece haberse formado a temperatura más elevada que el resto de los clinopiroxenos analizados, el límite de presión para el mismo puede ser generalizado al resto de los enclaves.

ORIGEN DEL ORTOPIROXENO

Los enclaves analizados en el trabajo de Tournon (1968) muestran la presencia de nefelina normativa. La aparición de ortopiroxeno en rocas subsaturadas sólo puede tener lugar a altas presiones, al desaparecer la barrera térmica delimitada por el plano olivino-clinopiroxeno-plagioclasa del tetraedro normativo de la composición de los basaltos de Yoder y Tilley (1962). Teniendo en cuenta los datos anteriores sobre geotermometría y geobarometría, no parece que sea éste el origen del ortopiroxeno de estos enclaves, ya que las presiones de formación obtenidas no son suficientemente elevadas.

Una característica constante en los ortopiroxenos de estas rocas es su aparición asociados al olivino. En los melanogabros se observa bien el desarrollo de ortopiroxeno entre olivino y plagioclasa; en este caso el ortopiroxeno podría haberse formado mediante una reacción del tipo:

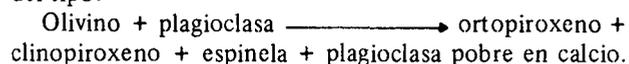


Figura 2: Anfibolita (23) con anfibol (a) no poiquilítico, cristales esqueléticos de olivino (ol), minerales opacos (mo) y vidrio (v). Huecos (h).

ANALISIS REPRESENTATIVOS DE ANFIBOLES Y MICAS

muestra	15126 C	15126 B	13980	15128	15129	15138 C	15138 B	13980 F	15138 F
SiO ₂	42.57	39.85	41.61	40.26	41.23	40.93	41.34	36.62	37.33
TiO ₂	4.79	7.35	2.48	6.40	5.13	4.68	4.57	1.20	4.77
Al ₂ O ₃	11.05	12.69	13.03	12.45	11.93	11.18	11.29	17.30	16.12
Cr ₂ O ₃	—	—	0.38	—	—	—	—	0.42	0.60
FeO _t	10.38	9.50	11.99	12.10	12.90	13.06	13.19	10.91	14.30
MnO	0.45	0.43	—	0.51	0.49	0.65	0.66	0.13	0.50
MgO	10.66	10.27	13.80	9.36	9.02	9.16	9.01	19.78	15.66
CaO	12.63	13.03	11.50	12.59	12.77	12.57	12.57	—	—
Na ₂ O	2.97	2.63	2.87	3.13	3.11	3.15	2.95	2.34	0.94
K ₂ O	0.84	0.83	0.75	0.98	1.14	1.34	1.34	9.53	8.56
TOTAL	96.34	96.58	98.41	97.78	97.72	96.72	97.08	98.23	98.79

Fórmulas estructurales (0:23) en anfíboles (0:22) en micas

Si	6.367	5.957	6.110	6.016	6.184	6.227	6.267	5.255	5.362
Al ^{IV}	1.633	2.043	1.890	1.984	1.816	1.773	1.733	2.745	2.638
Al ^{VI}	0.351	0.194	0.366	0.209	0.294	0.232	0.285	0.176	0.092
Ti	0.539	0.826	0.274	0.719	0.579	0.535	0.521	0.129	0.516
Fe _t	1.298	1.188	1.473	1.512	1.618	1.662	1.672	1.305	1.718
Mn	0.057	0.054	—	0.065	0.062	0.084	0.085	0.015	0.061
Mg	2.377	2.288	3.020	2.084	2.016	2.077	2.036	4.258	3.353
Ca	2.024	2.087	1.810	2.016	2.052	2.049	2.042	—	—
Na	0.861	0.762	0.817	0.907	0.904	0.929	0.867	0.650	0.262
K	0.160	0.158	0.141	0.187	0.218	0.260	0.259	1.700	1.568
Cr	—	—	0.044	—	—	—	—	0.047	0.068

TABLA III: Las mismas muestras que en Tabla I. F = flogopita.

La disposición coronítica del ortopiroxeno alrededor del olivino (fig. 1) así como la existencia de bordes descalcificados en el plagioclasa apoyan un origen mediante esta reacción. Asimismo, el que las temperaturas de formación calculadas para los ortopiroxenos sean claramente inferiores a las de formación de los enclaves. En cuanto al clinopiroxeno y a la espinela formados en la reacción, constituyen un reborde irregular rico en opacos rodeando al ortopiroxeno (fig. 1), aunque no se dispone de datos más precisos sobre la composición de estos minerales (cf. Francis, 1976).

Según Sapountzis (1975), el transporte de material entre los minerales durante la reacción de olivino con plagioclasa para dar ortopiroxeno se realiza por medio de un fluido, que consiste en agua principalmente. Este hecho sería coherente con la aparición de anfíbol en los nódulos, que pone en evidencia la presencia de presiones de agua elevadas. Asimismo, la presencia constante de anfíbol en los enclaves donde hay ortopiroxeno, así como el hecho de que, salvo en el caso de las anfíbolitas con anfíbol no poiquilítico, dicho mineral parece haberse formado por reemplazamiento de las fases anhidras, parece indicar que la anfíbolitización de estas rocas y la formación del ortopiroxeno se habrían producido por influencia del mismo fluido. Dada la existencia de ortopiroxeno, se trataría de un fluido no subsaturado en sílice.

La formación del anfíbol se produce como resultado de la reacción entre la plagioclasa y el clinopiroxeno en presencia de dicho fluido. En la fig. 1 puede observarse cómo el mismo cristal de plagioclasa produce ortopiroxeno en contacto con el olivino y anfíbol en contacto con el clinopiroxeno.

ANALISIS REPRESENTATIVOS DE VIDRIOS

muestra	15126	13978
SiO ₂	47.64	46.35
TiO ₂	3.66	2.64
Al ₂ O ₃	17.64	15.11
FeO _t	9.32	8.66
MnO	0.55	0.43
MgO	3.39	2.74
CaO	7.27	6.49
Na ₂ O	2.96	4.42
K ₂ O	2.11	5.51
TOTAL	94.54	92.35

TABLA IV: Las mismas muestras que en Tabla I.

Para el anfíbol de las anfíbolitas con anfíbol no poiquilítico es más razonable suponer un origen por cristalización directa a partir del magma, ya que está maclado y parece haberse formado al mismo tiempo que el clinopiroxeno.

CONCLUSIONES

Las relaciones texturales entre los minerales que forman los enclaves indican que son acumulados precoces cristalizados alrededor de los 10 kbar de presión y temperaturas de unos 1100° C. Las fases cúmulus son olivino y clinopiroxeno y las intercúmulus plagioclasa y probablemente apatito. En las anfíbolitas con anfíbol no poiquilítico el anfíbol y la plagioclasa serían también fases cúmulus. Estos enclaves habrían cristalizado en el Manto Superior, el cual se halla a unos 30 km de profundidad en esta zona volcánica (Albert, 1979), donde se habrían deformado.

La aparición de un fluido no subsaturado en sílice da lugar al desarrollo de ortopiroxeno y anfíbol y, posiblemente, también mica. Las distintas composiciones modales de los enclaves se deberían: i) al contenido en plagioclasa intersticial, teniendo las piroxenitas poca o ninguna cantidad de plagioclasa y los melanogabros mucha plagioclasa y, ii) a la intensidad de la anfíbolitización, mayor en las anfíbolitas que en los melanogabros y mayor en éstos que en las piroxenitas.

Al producirse la extrusión de los enclaves tiene lugar una fusión parcial de anfíbol y plagioclasa. A partir del fundido cristalizan olivino y clinopiroxeno sobre los cristales cúmulus, dando lugar a cristales con zonación inversa, así como cristales esqueléticos de olivino y plagioclasa. Sin embargo, la mayor parte del fundido se transforma en vidrio de composición toleítica rica en titanio.

AGRADECIMIENTOS

La autora agradece al Dr. J. Tournon (Universidad de París VI) la cesión de una serie de láminas delgadas de enclaves de la región volcánica de Olot. También agradece al Dr. J.I. Gil Ibarra (Universidad Autónoma de Barcelona) la realización de los análisis (microsonda CAMECA M546 de la Universidad de París VI) de los minerales y la ayuda que le ha proporcionado durante la elaboración y redacción de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ALBERT BELTRAN J. F., 1979: "El mapa español de flujos caloríficos. Intento de correlación entre anomalías geotérmicas y estructura cortical". *Bol. Geol. Min.* 90: 36-48.
- DEER W.A., HOWIE R.A. y ZUSSMAN J., 1971: "Rock forming minerals. Sheet silicates". *Longman*. Vol 3.
- DONALDSON L.H., 1975: "Calculated diffusion coefficients and the growth rate of olivine in a basalt magma". *Lithos*, 8: 163-174.
- FRANCIS D.M., 1976: "Amphibole pyroxene xenoliths: cumulate or replacement phenomena from the Upper Mantle, Nunivak Island, Alaska". *Contrib. Mineral. Petrol.* 58: 51-61.
- KUSHIRO I., 1962: "Clinopyroxene solid solutions. Part I. The CaAl₂O₆ component". *Contrib. from Geological Institute, University of Tokyo*.
- LARSEN J.G., 1979: "Glass-bearing gabbro inclusions in hyaloclastites from Tindfjallajökull, Iceland". *Lithos*, 12: 289-302.
- POWELL R. y POWELL M., 1974: "An olivine clinopyroxene geothermometer". *Contrib. Mineral. Petrol.* 48: 249-263.
- RUCKLIDGE S., GASPARRINI E.L., 1969: "Empadr VII, electron microprobe analytical reduction". *Univ. Toronto*.
- SACK R.O., 1980: "Some constraints in the thermodynamic mixing properties of Fe-Mg orthopyroxenes and olivines". *Contrib. Mineral. Petro.* 71: 257-268.
- SAPOUNTZIS E., 1975: "Coronas from the Thessaloniki Gabbros (North Greece)". *Contrib. Mineral. Petrol.* 51: 197-203.
- TOURNON J., 1968: "Le volcanisme de la province de Gerone (Espagne). Etude des basaltes quaternaires et de leurs enclaves". *These, Univ. de Paris VI*.
- WASS S.Y., 1979: "Multiple origins of clinopyroxenes". *Lithos*: 12: 115-131.
- WELLS R.A., 1977: "Pyroxene thermometry in simple and complex systems". *Contrib. Mineral. Petrol.* 62: 129-139.
- WILSHIRE H.G. y SHERVAIS J.W., 1975: "Al-Augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from the Western United States". *Phys. Chem. of the Earth*: 9, 257-272.
- YAGI K. y ONUMA K., 1967: "The Join CaMgSi₂O₆-CaTiAl₂O₆ and its bearing on the titanogaugites". *Journ. of the Faculty of Science, Hokkaido Univ.* 13: 463-483.
- YODER H. S. y TILLEY C.E., 1962: "Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems". *Jour. Petrology.* 3: 342-532.

Recibido, 11 junio 1982

Aceptado para publicación, febrero 1983