Diferenciación Magmática a Través de la Cristalización In situ: una Aproximación Numérica

/ FRANCISCO-ABEL JIMÉNEZ (1), CARMEN RODRÍGUEZ (2)*

(1) Agencia de Medio Ambiente y Agua. C/ Johan G. Gutenberg, 1 - Isla de la Cartuja. 41092 Sevilla
(2) Unidad Asociada de Petrología Experimental, CSIC-Universidad de Huelva, Campus El Carmen, 21071 Huelva

INTRODUCCIÓN

La diferenciación magmática a partir del llamado efecto prensa analizado por Sisson & Bacon (1999) sostiene la saturación en agua como mecanismo de expulsión de un líquido diferenciado hacia zonas de menor presión (menor cristalinidad). Mediante este proceso se explica la zonación observada en plutones que presentan facies periféricas más máficas, empobrecidas en líquido, y facies centrales más silíceas y leucocráticas.

Los líquidos fraccionados son reincorporados a la cámara magmática como resultado de su expulsión desde el frente de solidificación. El efecto sobre la composición se describe mediante el proceso de cristalización in situ (Langmuir, 1989). Este proceso explica los diferentes efectos cualitativos de la fraccionación en sistemas magmáticos, donde el retorno de líquido residual desde el frente de cristalización hacia el interior de la cámara magmática ocurre por la presión filtrante proveniente del gas originado como consecuencia de la cristalización de fases anhidras a profundidades inferiores a 10 km (Sisson & Bacon, 1999).

Nosotros presentamos la construcción de un modelo que permita realizar diferentes simulaciones de la cristalización in situ y la evolución teórica que presentaría una cámara magmática en diferentes condiciones y definir qué relaciones matemáticas se aproximan o explican mejor la génesis, la evolución y las diferentes implicaciones de los ejemplos geológicos reales.

METODOLOGÍA

Para una aproximación cuantitativa de la evolución composicional de una cámara magmática se establece como punto de partida la fórmula propuesta por Langmuir (1989) para la cristalización in situ:

$$\frac{dC_L}{C_L} = \frac{dM_L}{M_L}\left[\frac{f_A^{E-1}}{f_A - 1}\right] \qquad (1)$$

donde C_L representa la concentración de una fase dada en la cámara magmática remanente, M_L es la masa de la misma fase, E es el coeficiente de partición entre la concentración de la fase en el líquido intersticial que regresa y en la cámara remanente y f_A es la fracción de líquido que regresa a la cámara desde el frente de cristalización.

La expresión relaciona el cambio composicional como función del balance de masas (dM_L) y dos factores de proporción (f_A y E) para una situación de equilibrio. Si bien la evolución en el tiempo de este proceso es de naturaleza irreversible desde un punto de vista termodinámico y como tal puede ser representado con una estructura de teoría de campos, es decir, funciones del espacio y del tiempo que se pueden relacionar a través de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales (Criado & Casas, 2004).

Este primer trabajo se centra en la modelización de la fracción de líquido que retorna a la cámara f_A, que es la clave del fenómeno físico descrito como cristalización in situ y nosotros establecemos como función de la saturación en agua a consecuencia de la cristalización o segunda ebullición (Sisson & Bacon, 1999). De manera que se puede definir como:

$$f_A = \frac{W_0}{W_S} - F_{TL} \qquad (2)$$

Donde W_0 es el contenido en agua del magma, W_S es el nivel de saturación y F_{TL} es la fracción de fundido saturado.

La fracción de líquido que retorna a la cámara magmática desde el frente de cristalización, se relaciona con la segunda ebullición que se produce cuando el líquido alcanza aproximadamente su saturación en agua. La fracción de fundido f_A en saturación depende, por tanto, de la presión de emplazamiento de la cámara magmática y del contenido inicial en agua del magma.

Se analiza entonces la distribución experimental de la tasa de incrementos de f_A como una sucesión de estados discretos y un valor inicial, a partir del cual se modela la evolución temporal de f_A.

$$F(t) = \frac{d}{dt}\left[\frac{W_0}{w_S} - F_{TL}\right] \qquad (3)$$

El intervalo de tiempo de diferenciación ha sido estimado en diferentes trabajos como por ejemplo: Morgan & Blake, 2006; Turner & Costa, 2007; Miller, 2008; etc. En este caso se trata un promedio de 100 Ka, característico de los equivalentes naturales para experimentos de solidificación (Rodriguez et al., 2015).

Dicha evolución se obtiene como resultado de la ecuación en derivadas parciales número (3), mediante la función ODE45 en el lenguaje OCTAVE, función que desarrolla el método de integración Runge-Kutta, a partir de los valores iniciales obtenidos experimentalmente.

RESULTADOS

La distribución de incrementos muestra de forma simétrica una tendencia ascendente y otra descendente, con un máximo en la zona intermedia del proceso, tal y como se muestra en la Fig. 1.

palabras clave: Cristalización In situ, Diferenciación, Cámara Magmática, Aproximación Numérica.

key words: In situ Crystallization, Differentiation, Magma Chamber, Numerical Approximation.

* corresponding author: **fajimenez@agenciamedioambienteyagua.es**

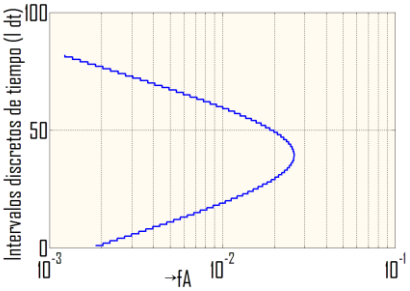

fig 1. *Distribución de la tasa de incrementos del factor f_A (eje x) obtenida de las relaciones experimentales para intervalos discretos de tiempo (eje y) equivalentes a un total de 100 Ka.*

La solución que se obtiene como mejor aproximación lineal para describir la variación de f_A con el tiempo es una rama logarítmica conforme a una función de tipo sigmoide (Fig. 2), que registra una progresión temporal desde unos valores bajos al inicio del proceso hasta adquirir una tendencia asintótica a un máximo posible (límite físico<1) y pasando por una transición que se caracteriza por un fuerte incremento intermedio.

Mediante esta modelización, se pretende explicar la diferenciación observada a través de los cambios composicionales de los plutones zonados. Srogi & Lutz (1996) ya aplicaron satisfactoriamente las ecuaciones del modelo de la cristalización in situ a la diferenciación de la suite granítica de Ardel. Nosotros pretendemos avanzar estos estudios proponiendo mecanismos auto-asistidos para la segregación del fundido que migra hacia el núcleo de las cámaras magmáticas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El comportamiento obtenido mediante esta simulación es similar a otros fenómenos, como el crecimiento de burbujas en el magma (Proussevitch & Sahagian, 1998). Destaca una fase inicial a modo de tiempo de retardo, en la que se advierte un estado latente previo y quizás necesario para que la diferenciación suceda por este tipo de procesos. A continuación, se alcanza la madurez, entre 1 y 10 Ka, donde acontece la mayor parte de la diferenciación que marca el desarrollo de la cristalización. La última etapa se representa por la tendencia asintótica al valor teórico de f_A igual a 1, que representa un límite físico antes del cual el enfriamiento de la cámara habrá pasado a su última fase donde la totalidad de la cámara se encuentra

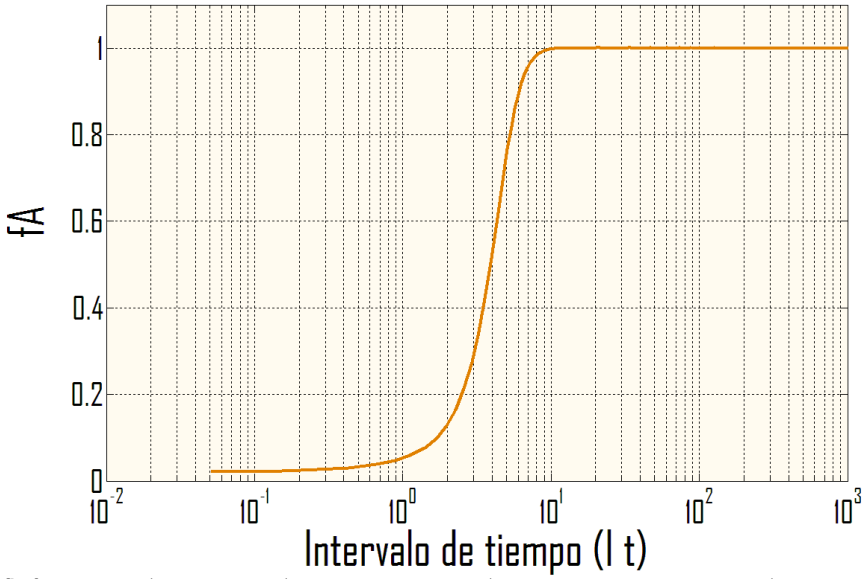

fig 2. *Aproximación de la evolución del factor f_A en función del tiempo en Ka. Modelo según el cual la fracción de líquido que regresa a la cámara magmática desde el frente de cristalización comienza de forma progresiva con valores bajos, experimenta un fuerte incremento coincidiendo con un cierto grado de madurez del frente de cristalización y regresa a una tendencia final de pendiente suave y asintótica hasta su límite físico.*

cristalizada.

La distribución de la función sigmoide debe tener correlación con el gradiente de temperatura que se establece a una presión dada en el inicio de la diferenciación de una cámara magmática y concuerda con la existencia de un tipo de reacción fuera del equilibrio que compense la homogenización por difusión y provoca diferencias de composición en las distintas zonas de la cámara magmática, efecto que aparece de forma implícita en la fórmula de Langmuir (1989).

En próximos trabajos se pretende comprobar si la condición marcada en el inicio de la función que representa en este caso la evolución del factor f_A responde al desarrollo de estructuras disipativas (Prigogine, 1974) y en tal caso qué perturbaciones las producen y cuáles son sus mecanismos. Así como la identificación de ejemplos de rocas reales cuya génesis pueda ser explicada por estos mecanismos.

REFERENCIAS

Criado, M. & Casas, J. (2004): Termodinámica química y de los procesos irreverisbles. Pearson Educación S.A. Madrid. 528 p.

Burnham, C.W. & Jahns, R.H. (1962): A method for determining the solubility of water in silicate melts. American Journal of Science, ***260****, 721–745.*

Flanagan, F. J. (1967): U.S. Geological survey silicate rock standards. Geochimica et Cosmochimica Acta, ***31****, 289-308.*

Langmuir, C.H. (1989): Geochemical consequences of In situ crystallization. Nature, ***340****, 199-205.*

Miller, J. (2008): Assembling a pluton...one increment at a time. Geology, ***36****, 511 – 512.*

Morgan, D.J. & Blake, S. (2006): Magmatic residence times of zoned phenocrysts: introduction and application of the binary element diffusion modelling (BEDM) technique. Contrib. Mineral Petrol., ***151****, 58-70.*

Prigogine, I. (1974): Introducción a la termodinámica de procesos irreversibles. Selecciones Científicas. Madrid. 212 p.

Proussevitch, A. & Sahagian, D. (1998): Dynamics and energetics of bubble growth in magmas: Analytical formulation and numerical modeling. Journal of Geophysical Research, ***103****, 18.223 – 18.251.*

Rodríguez, C., Geyer, A., Castro, A., Villaseñor, A. (2015): Natural equivalents of thermal gradient experiments. Journal of Volcanology and Geothermal Research, ***298****, 47-58.*

Sisson, T.W. & Bacon, C.R. (1999): Gas-driven filter-pressing in magmas: Geology, ***27****, 613– 616.*

Srogi, L. & Lutz, T.M. (1996): The role of residual melt migration in producing compositional diversity in a suite of granitic rocks. Earth and Planetary Science Letters, ***144****, 563–576.*

Turner, S. & Costa, F. (2007): Measuring time scales of magmatic evolution. Elements, ***3****,267-272.*