

RHEOLOGIA Y PROCESOS FISICOS DE TRANSPORTE DE MAGMA EN EL PASILLO DE ENCLAVES DE CANGAS DE MORRAZO-MOÑA

L. G. CORRETGE, G. GALLASTEGUI Y A. CUESTA

TRABAJOS DE GEOLOGIA Corretgé, L. G., Gallastegui, G. y Cuesta, A. (1984).—Rheología y procesos físicos de transporte de magma en el pasillo de enclaves de Cangas de Morrazo-Moña. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 14, 17-26.



A partir de las composiciones químicas del conjunto de rocas agrupadas en el llamado «pasillo de enclaves» se calcula la viscosidad teórica para los distintos tipos de rocas y su evolución posterior al descender la temperatura. Asimismo se utilizan parámetros que relacionan viscosidad cinemática de un fluido con la difusión térmica del mismo (número de Prandtl) y pérdida de calor por convección en relación al enfriamiento por conducción (número de Peclet). A partir de todos estos datos se propone un modelo de ascenso y enfriamiento del conjunto enclaves-roca encajante.

The theoretical viscosity and his evolution with the temperature descent, of different types of rocks belonging to the called «pasillo de enclaves» is estimated from the chemical composition of this rocks. Likewise some parameters showing relationships between kinematic viscosity and thermic diffusion of the fluids and heat lost by fluid convection in respect with the cooling by conduction, are used. Starting of the whole of this data, a model of intrusion and cooling of the «pasillo de enclaves» is proposed.

L. G. Corretgé, G. Gallastegui, A. Cuesta. *Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Geología. Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 4 de mayo de 1984.*

INTRODUCCIÓN

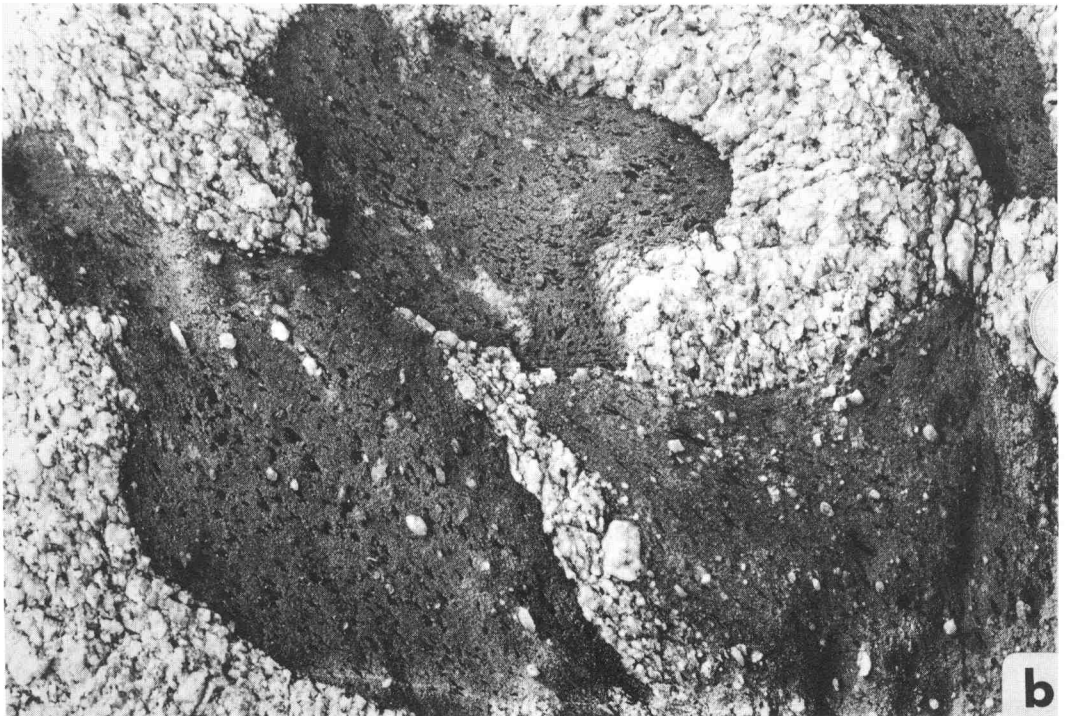
Se realiza en el trabajo un análisis de las variaciones que ha podido sufrir desde el punto de vista rheológico, el conjunto de enclaves-granito biotítico encajante denominado «pasillo de enclaves» (Gallastegui 1983), que se encuentra emplazado en la serie de las granodioritas precoces gallegas en sus afloramientos de la Ría de Vigo (Provincia de Pontevedra) y más concretamente en los precursores básicos de las mismas (Capdevila 1969; Capdevila y Floor 1970). Asimismo se tratan algunos aspectos acerca de los posibles procesos físicos que han tenido mayor incidencia en el ascenso del conjunto.

A partir de las diferentes relaciones espaciales, texturales, petrográficas y geoquímicas, hemos definido tres generaciones de enclaves microgranudos (Didier 1973) sucesivas en el tiempo: enclaves de primera, segunda y tercera generación (Gallastegui op. cit.; Gallastegui *et alt.*, en prensa; Corretgé *et alt.* 1984). Los enclaves de primera y segunda generación, cuanti-

tativamente los más importantes, corresponden a tonalitas en la clasificación de Streckeisen (1967) mientras que los enclaves de tercera generación varían entre granodioritas y granitos según la misma clasificación.

Un mecanismo rotacional que rige el movimiento de ascenso del conjunto enclaves/granito condiciona la disposición de los enclaves en su roca encajante dando lugar a una orientación original de los mismos de tipo bimodal. Posteriormente, los enclaves son reorientados por deformación tectónica hasta alcanzar una orientación unimodal que es la actualmente observada en el afloramiento (Gallastegui *et alt.* 1984) (Fig. 1 a).

El conjunto de rocas que integran el «pasillo de enclaves» (enclaves, granito huésped y rocas básicas marginales) presentan una foliación planar penetrativa y concordante de dirección aproximada N-S y buzamientos de 70 a 80 grados al W-NW (Fig. 2). Los enclaves, de forma específica, muestran una orientación externa e interna: la primera constatable por la disposición de los ejes mayores de todos los enclaves,



y la segunda, puesta de manifiesto por la disposición de las lentes biotíticas propias de los enclaves y de la roca encajante inmediata (granito biotítico) (Fig. 1 b).

Existen bastantes evidencias microestructurales de procesos de deformación y recristalización de granos minerales muy especialmente en los enclaves de segunda generación. Nos encontramos entonces ante un conjunto de rocas sujetas a un control estructural común (fabric planar y penetrativa en todas las rocas del pasillo) que indicaría la existencia de un contraste de viscosidad muy bajo o prácticamente nulo durante el desarrollo de estructuras debidas a la acción de esfuerzos tectónicos.

lación enclave/matriz. En un sistema multipartícula con una relación partícula/matriz alta el contraste de viscosidades se reduce considerablemente (Gay 1967). En nuestro caso la relación enclave/matriz es siempre mayor de 1 (1,08 - 1,5) lo que puede ser considerado como una relación alta comparada con diversos afloramientos de este tipo descritos en la literatura.

Para calcular las viscosidades correspondientes al magma básico, magma ácido y enclaves, utilizaremos el método propuesto por Shaw (1972) establecido en base a la composición química de la roca (Tabla I) según la expresión:

$$Lg\mu = S 10^4/T - C_T S + C_\mu \quad (1)$$

en donde

- μ = Viscosidad.
- S = Parámetro obtenido a partir de la composición química.
- T = Temperatura en grados absolutos.
- C_T = cte = 1.50.
- C_μ = cte = 6.40.

El parámetro S se obtiene mediante la expresión:

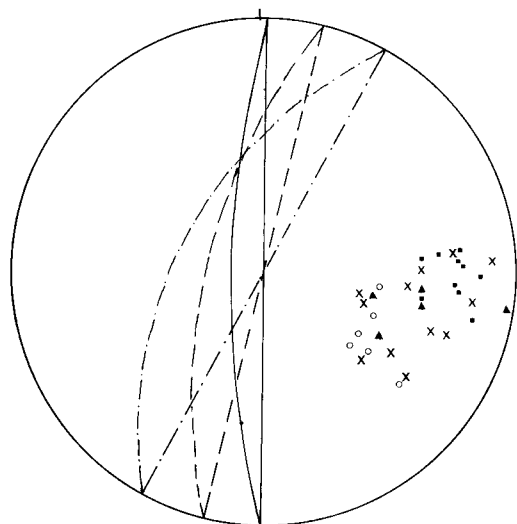
$$S = \sum X_i (S^0_i X_{Si_2}) / (1 - X_{Si_2}) \quad (2)$$

donde,

- X_i = Fracción molar.
- S^0_i = cte experimental de cada elemento.
- X_{Si_2} = Fracción molar del Si.

Al representar en un sistema de coordenadas Lg de μ en ordenadas y temperaturas en °C en abscisas se observaría un aumento de la viscosidad cuyo comportamiento es próximo para todo el conjunto al descender la temperatura.

Pero la ecuación de Shaw plantea el problema de que sólo es válida para fluidos de comportamiento newtoniano y por otra parte, no tiene en cuenta la presencia de fases sólidas dispersas en el fluido las cuales pueden hacer variar considerablemente la viscosidad (Roscoe in Shaw 1965). Así pues debe calcularse la viscosidad



- R. básica occidental
- x enclaves
- o granito biotítico
- ▲ R. básica oriental

Fig. 2.-Dirección de la foliación en: roca básica marginal, enclaves y granito biotítico.

CÁLCULO DE LAS VISCOSIDADES TEÓRICAS

Uno de los factores que puede inducir variaciones en el contraste de viscosidades es la re-

Fig. 1.-a) Enclaves definiendo una foliación planar y unimodal dentro del granito huésped. b) Orientación interna en enclaves de segunda generación, evidenciada por la disposición de los agregados biotíticos. Obsérvese la presencia de «xenocristales» -también orientados- en el interior de los enclaves.

TABLA I.—Análisis químicos

(**)	R. B.	E. 1. ^a G.		Enclaves 2. ^a G.				E.3. ^a G	G. B.	Granodioritas precoces			
% \ n.º	6460	6897	6903	6901	6902	6900	6898	6899	6904	RN-359	RN-78	RN-360	(*)
SiO ₂	54,49	60,16	64,22	64,13	63,66	65,7	65,47	69,05	70,62	68,79	70,16	63,97	67,23
Al ₂ O ₃	15,32	17,83	17,12	16,39	16,89	16	15,29	15,11	15,01	16,18	14,80	13,55	15,39
Fe ₂ O ₃	7,85	5,42	4,68	4,85	4,62	4,36	5,17	3,06	1,86	2,32	2,19	5,89	3,42
MnO	0,15	0,09	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,04	0,04	0,03	0,02	0,08	0,04
MgO	5,92	2,22	1,99	2,21	2,37	1,83	2,7	1,38	0,57	1,14	0,56	4,01	1,49
CaO	7,2	3,94	3,36	3,07	3,48	2,24	2,66	1,92	2,05	1,32	1,34	4,14	2,17
Na ₂ O	2,89	4,11	3,9	3,87	3,85	2,94	3,18	3,25	3,38	2,97	3,14	2,09	3,25
K ₂ O	3,45	2,84	1,8	2,43	2,75	4,61	3,3	4,44	4,54	5,01	5,86	3,09	4,42
TiO ₂	1,22	1,09	0,81	0,81	0,83	0,68	0,7	0,41	0,23	0,34	0,24	0,98	0,55
P ₂ O ₅	0,43	0,66	0,36	0,37	0,52	0,43	0,36	0,28	0,19	0,01	0,13	0,10	0,16
P.V.	0,71	1,67	1,88	0,88	1,16	1,37	1,26	1,19	0,74	1,97	1,44	2,06	1,21

(*) Media de análisis de Granodioritas Precoces gallegas.

(**) R. B. = Roca Básica; E. 1.^a G. = Enclaves 1.^a Generación. E. 2.^a G. = Enclaves 2.^a Generación. E. 3.^a G. = Enclaves 3.^a Generación.

efectiva según las expresiones de Roscoe (in Shaw 1965):

$$\mu e = \mu(1 - 1,35 \delta)^{-2,5} \quad (3)$$

en donde,

μe Viscosidad de la suspensión.

μ = Viscosidad del fluido.

δ = Volumen de sólido frente al volumen total.

o bien:

$$\mu e = \mu(1 - \delta)^{-2,5} \quad (4)$$

En nuestro caso utilizaremos la segunda expresión ya que según Shaw (op. cit.) es más apropiada para fluidos graníticos en los que no es posible precisar el efecto que ejerce el factor forma de los cristales sobre la viscosidad del fluido.

La resolución de estas expresiones requiere la utilización de datos experimentales o datos calculados por otros autores para rocas de naturaleza y composición semejantes a las estudiadas en este trabajo.

Ello puede provocar desviaciones en los cálculos numéricos realizados pero nuestro propósito no es el cálculo de valores absolutos o exactos, sino el disponer de una información cualitativa amplia que nos permita conocer y comparar la evolución del sistema viscoso según descende la temperatura. Sólo utilizaremos datos cuantitativos para resaltar el orden de magnitud de las variaciones observadas o para

una mejor interpretación de los gráficos elaborados.

En primer lugar consideraremos la viscosidad inicial del fluido (μ) como la viscosidad que le correspondería en la temperatura del «liquidus». Para ello utilizaremos el valor obtenido por el método de Shaw (op. cit.) que consideraremos correcto si se asume que hasta dicha temperatura no hay fases cristalizadas presentes en el fluido.

Como temperaturas «liquidus» y «solidus», intervalo en el que tendría lugar el episodio de cristalización magmática, utilizaremos las propuestas por Piwinskii y Wyllie (1968) a una presión de 2 kb, para rocas tonalíticas y granodioríticas de composición modal muy parecida a la de nuestras rocas. Asimismo, utilizaremos las temperaturas de cristalización para cada fase mineral dadas por Piwinskii in W. C. Luth. Bailey y McDonald (1976).

Sustituyendo en la expresión (4) los valores de (μ) (viscosidad inicial) y los porcentajes de sólido cristalizado para temperaturas entre el «liquidus» y el «solidus» se obtienen los valores de viscosidad efectiva (μe) (Fig. 3), que son ligeramente superiores a los calculados por Shaw. Así pues la presencia de fases sólidas dispersas incrementa la viscosidad de modo que, las viscosidades de los enclaves de segunda y tercera generación se igualan antes de alcanzar la temperatura del «solidus» ($\approx 750^{\circ}\text{C}$) y a partir de ese momento sus viscosidades alcanzarán valores próximos a los co-

respondientes del granito huésped. Con todo, ello no ocurrirá en tanto el sistema granito-enclaves no esté prácticamente cristalizado en su totalidad («Subsolidus») (Fig. 3).

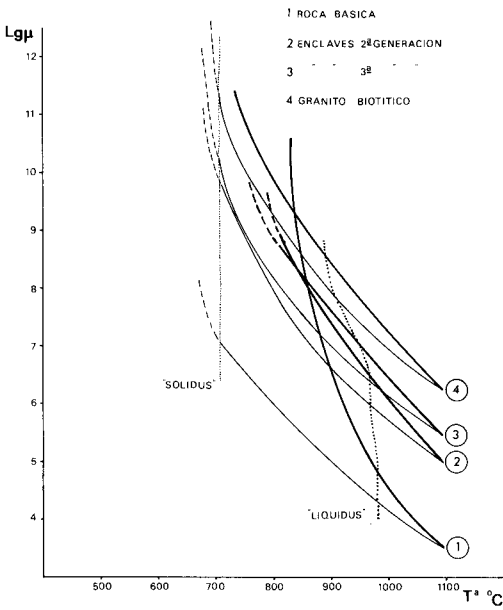


Fig. 3.—Variación de la viscosidad teórica en relación a la temperatura utilizando las expresiones de Roscoe: (4), trazo fino. (5), trazo grueso.

Otro factor a tener en cuenta en condiciones magmáticas es la existencia de fases gaseosas que pueden escapar del fundido provocando un aumento en la viscosidad (Shaw op. cit.). Si consideramos la presencia de las citadas fases gaseosas tendremos que utilizar la expresión de Roscoe (in Shaw op. cit.):

$$\mu_e = \mu_0 / 1 - (1,2 \phi)^{1/3} \quad (5)$$

Aplicando esta ecuación, los valores de viscosidad efectiva (μ_e) obtenidos son superiores a los calculados por el método de Shaw y a los obtenidos según la expresión (4) de Roscoe. Si representamos estos valores frente a la temperatura, obtendremos curvas con un comportamiento similar pero con unos valores absolutos diferentes de manera que la roca básica iguala su viscosidad con la de los enclaves y el granito huésped durante la interfase «liquidus-solidus» es decir, antes de la cristalización total del sistema (aproximadamente entre 875 y 775°C) (Fig. 3).

Por último, si representamos $Lg\mu_e$ (viscosidad efectiva) frente a los valores de ϕ (fracción sólida), calculados según las expresiones (3) y (5), se obtiene un comportamiento similar con la única diferencia de que los valores de viscosidad calculados según (3) son algo más altos (Fig. 4).

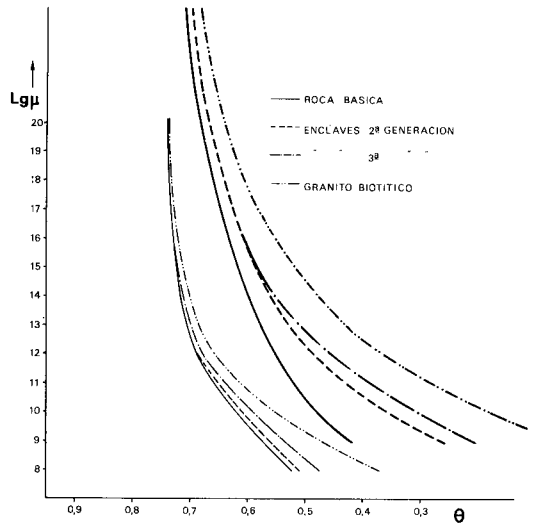


Fig. 4.—Variación de la viscosidad teórica en relación al aumento de la fracción sólida en el sistema, utilizando las expresiones de Roscoe: (3), trazo fino. (5), trazo grueso.

El conjunto ácido y básico igualará su viscosidad cuando ya haya cristalizado entre el 60 y 70 % de todo el sistema lo que corresponde a una viscosidad superior a 10^{12} poises, según la expresión (4), o de 10^{20} poises según la expresión (5), valores de viscosidad que han de tomarse como aproximados. Como puede observarse en las figs. 3 y 4 las viscosidades del conjunto ácido básico se igualan cuando el sistema ha cristalizado en un porcentaje muy alto (aproximadamente el 70 %). Estas cifras están muy próximas al «rheological critical melt percentage» (R.C.M.P.) sugerido por Arzi (1978) para sistemas más sencillos; por tanto, partiendo de los experimentos de Van Der Molen & Peterson (1979), puede sugerirse que el comportamiento estructural que va a confirmar la foliación del conjunto ácido-básico se debe a un flujo controlado por la trama enclaves/matriz granítica y no a un comportamiento de flujo por suspensión de los enclaves en un «líquido» granítico.

En conclusión podemos decir que si bien existe un contraste de viscosidades entre los dos magmas durante su historia de ascenso y cristalización, en un determinado momento ambos magmas presentan unos valores de viscosidad muy próximas al «solidus» o bien en la etapa «sub-solidus», cuando ha cristalizado ya gran parte del sistema. Este comportamiento es el predecible puesto que el magma básico comienza su cristalización a temperaturas más altas que el magma granítico y por lo tanto, en las primeras etapas de la cristalización, el magma básico logrará un aumento más rápido de su viscosidad en base a la fracción sólida que se forma en su seno antes del comienzo de la cristalización del magma granítico.

Así pues la deformación que ha dado lugar a la foliación concordante en todo el conjunto ha debido actuar a partir del momento en que ambos grupos ácido y básico igualasen sus viscosidades. Por otra parte, de existir una orientación de los enclaves previa a la deformación parece evidente que podría haberse generado por el flujo magmático de ascenso que tiene lugar en la interfase «liquidus»-«solidus».

ASCENSO DE LA ROCA BÁSICA Y EL GRANITO ASOCIADO

En las consideraciones que haremos a continuación partiremos de dos supuestos razonables. El primero es la escasa probabilidad de circulación irrotacional de los fluidos. Partiendo de la definición de Fediaevski *et al.* (1974): «Se llama movimiento irrotacional de los fluidos a aquel en el que las velocidades angulares son nulas». Estos autores opinan que el movimiento irrotacional de un fluido real en toda la zona de flujo, incluyendo las zonas próximas a las paredes, no puede tener lugar. Por tanto, las ecuaciones que describen el movimiento serán las ecuaciones de Navier-Stokes y el sistema de multipartículas constituido por las diferentes generaciones de enclaves sufrirá movimientos rotacionales similares al líquido granítico que los engloba.

El segundo supuesto se refiere al tipo de ascensión que sufre el «pasillo de enclaves». Debido a que no disponemos de ninguna evidencia textural de vesiculación en los enclaves básicos durante su cristalización, los mecanismos de flotación propuestos por Eichelberger (1980) para sistemas máficos-silíceos no nos parecen

los más adecuados para explicar la ascensión del «pasillo de enclaves» de Cangas de Morrazo-Moaña.

Dentro de la posibilidad de ascensión por convección pueden darse dos casos:

- Convección forzada, si el movimiento se produce por diferencias de presiones exteriores.

- Convección libre, si el movimiento es debido a variación de densidad y diferencias térmicas con el encajante.

Nos interesa especialmente la primera modalidad, convección forzada, porque es la que se ajusta a las situaciones geológicas más normales. La convección forzada o flujo de Poiseuille obedece a la ley de Hagen-Poiseuille.

$$V_m = \Delta \rho / 8 \mu L R^2$$

Utilizando esta ecuación e imaginando una «pipa» de diámetro $R = 33 \times 10^2$ cm que se extiende desde la superficie hasta una profundidad L y una viscosidad $\mu = 10^6$ poises obtendremos diferentes valores de la velocidad, en convección forzada, según sean los valores $\Delta \rho / L$.

Según los datos proporcionados por Verhooogen *et al.* (1970) in Spera (1980) el orden de magnitud del valor de la relación $\Delta \rho / L$ basándose en diversas consideraciones geofísicas es aproximadamente 10^{-1} bar km^{-1} .

Para estos cálculos multiplicaremos y dividiremos por 10 este parámetro para tener un abanico más amplio de posibilidades.

Los valores obtenidos son los siguientes:

$$\mu = 10^6 \text{ poises}$$

$$\Delta \rho / L = 10^{-1} \text{ bar km}^{-1}$$

$$\Delta \rho / L = 1 \text{ bar km}^{-1}$$

$$\Delta \rho / L = 10^{-2} \text{ bar km}^{-1}$$

$$V_m = 3,3 \times 10^{-5} \text{ m sg}^{-1}$$

$$V_m = 3,3 \times 10^{-4} \text{ m sg}^{-1}$$

$$V_m = 3,3 \times 10^{-6} \text{ m sg}^{-1}$$

Si consideramos como válidos estos órdenes de magnitud de velocidad de ascensión llegaremos a la conclusión de que los números de Reynolds varían entre los valores máximos de $Re = 6,67 \times 10^{-4}$ y mínimos de $Re = 6,67 \times 10^{-6}$ es decir, muy lejanos del $Re \leq 2.000$ que marca el límite entre el comportamiento laminar y turbulento.

COMPORTAMIENTO FÍSICO DE LOS ENCLAVES DURANTE LA ASCENSIÓN

A lo largo de la superficie del afloramiento de enclaves básicos se observa que existe una distribución uniforme de tamaños. No existe por tanto ninguna evidencia de decantación o diferenciación mecánica hacia alguno de los bordes del «pasillo de enclaves». Sin embargo dado que el afloramiento sólo nos ofrece una perspectiva bidimensional, cabría la posibilidad de un comportamiento mecánico diferencial en profundidad que condujera a una decantación gravitatoria de los enclaves tonalíticos y granodioríticos.

El umbral que es necesario traspasar para que la tensión creada gravitacionalmente por las partículas (enclaves en nuestro caso) supere el valor crítico de fluencia («yield value») (σ_y) y en consecuencia los enclaves decanten, vienen determinadas por la relación (Mc Birney y Noyes 1979):

$$r \Delta \rho g/3 - \sigma_y > 0$$

para valores de $r = 15$ cm y $\Delta \rho = 0,3$ g/cm³

$$r \Delta \rho g/3 = 4410 \text{ dinas cm}^{-2}$$

Este valor hay que relacionarlo, naturalmente, con el «yield strength» del magma granítico matriz de los enclaves, que debe ser sin duda superior a 10^4 dinas cm⁻² basándonos en las medidas de Mourase & Mc Birney (in Mc Birney y Noyes op. cit.) en líquidos andesíticos próximos al cotéctico.

Las posibilidades de decantación son por tanto nulas o muy pequeñas. Así pues el flujo en torno a los enclaves sería nulo o con una velocidad pequeñísima, siempre dentro del régimen laminar, como podemos deducir por otro método.

Para una partícula esférica (enclave) hundiéndose en un fundido de viscosidad newtoniana μ .

$$Un = (8 Rn \Delta \rho g/3 Cd e)^{1/2}$$

Un = velocidad de «Settling» del enclave.

Rn = radio del enclave.

$\Delta \rho$ = diferencia de densidad entre fundido y enclave.

e = densidad del fundido.

Cd = «drag coeficient» (constante relacionada con el n.º: Reynolds para el caso

particular teórico de un enclave tonalítico hundiéndose en un líquido granítico).

El n.º de Reynolds viene dado por la expresión:

$$Re = \rho l D_n U_n / \mu l$$

Consideramos una diferencia máxima de densidades entre las tonalitas y el granito de 0,3 g/cm³ y una densidad del líquido granítico próxima a 2,5 para 2 kb (la densidad de un vidrio albitico para esa misma presión sería $\approx 2,4$ g/cm³, y de una tholeita del volcán Kilauea (1921) de $\approx 2,7$ g/cm³ (Kushiro 1980).

Con un diámetro medio de los enclaves de 30 cm, una viscosidad del orden de $\mu = 10^6$ poises g cm⁻¹ sg⁻¹, el n.º de Re sería igual a $Re = 71$ Un.

De estos valores pueden sacarse como conclusiones principales que para que se produzca flujo turbulento en torno a los enclaves «hundiéndose» en un líquido granítico de viscosidad 10^6 poises la velocidad de «sedimentación» de los mismos debería ser del orden de $2.000 = 71$ Un cm/sg.

$$Un = 28,17 \text{ cm/sg}$$

Velocidad totalmente impensable.

NÚMEROS DE PRANDTL Y PECKET PARA EL SISTEMA MAGMA ÁCIDO-BÁSICO

El número de Prandtl nos da las características termofísicas del agente portador del calor. Establece la relación entre la viscosidad cinemática del fluido y la difusión térmica; cuanto mayor sea este índice nos indicará que el perfil de velocidad del magma alcanzará el estado estacionario antes de que se alcance el estado estacionario de la temperatura.

$$Pr = \mu C_p / \lambda$$

μ = viscosidad.

C_p = calor específico.

λ = coeficiente de conductividad térmica.

El número de Prandtl para la «pipa» granito-roca básica admitiendo los valores siguientes (y tomando como válidos los valores paramétricos propuestos por Van Moort (1966), sería:

$$\mu = 10^6 \text{ gr cm}^{-1} \text{ sg}^{-1}$$

$$C_p = 0,2 \text{ cal gr}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$$

$$\lambda = 5,2 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$$

n.º de Prandtl obtenido: $Pr = 3,8 \times 10^7$.

El número de Peclet (Pe) nos mide la importancia de la pérdida de calor por convección en relación al enfriamiento por conducción. Numéricamente equivale al producto de los números de Re y Pr (Mijeev y Mijeeva 1977).

$$Pe = Re.Pr$$

En nuestro caso, partiendo del número de Reynolds más bajo posible para la «pipa» grani-to-enclaves.

$$Re = 6,6 \times 10^{-6}$$

$$Pe = 2,5 \times 10^2$$

es decir, el orden de magnitud del número de Peclet es $\approx 10^2$.

El número de Peclet obtenido directamente $Pe = V_0 a/K$ donde

- V_0 = velocidad de ascensión.
- a = radio del cuerpo.
- K = difusividad térmica.

partiendo de los valores de difusividad utilizados por Barriere (1981) $K = 10^{-2} \text{ cm sg}^{-1}$ muestra que el orden de magnitud sigue siendo aproximadamente 10^2 .

Si consideramos válidos en una primera aproximación los valores del n.º de Peclet obtenidos veremos que entre las gráficas propuestas por Marsh (1978) para el enfriamiento magmático en función del n.º de Peclet podemos aproximarnos al valor $Pe \approx 10^2$ de dicha gráfica (Fig. 5). De acuerdo con estos datos el magma puede recorrer la mayor parte de su recorrido desde el área fuente sin cristalizar con una caída de temperatura tan sólo de 10 %.

Estos valores concuerdan bastante bien con las condiciones propuestas por Lang (1972) quien sostiene que los cambios de temperatura de los fluidos no varían más que unas pocas decenas de grados durante la ascensión.

Para valores de velocidad de ascensión más pequeños $V \approx 10^{-7} \text{ m sg}^{-1}$ el n.º de Peclet aumentará en un factor de 10 y para valores de velocidad mucho más altos $V \approx 10^{-5} \text{ m sg}^{-1}$ el n.º de Peclet se vería disminuido en un factor 10 es decir, se cortaría al «liquidus» a un 70 % del recorrido con una pérdida térmica del 20 %. Esta última situación es la que nos parece geológicamente más aceptable puesto que resulta difícil concebir un proceso de diferenciación prácticamente en condiciones superficiales.

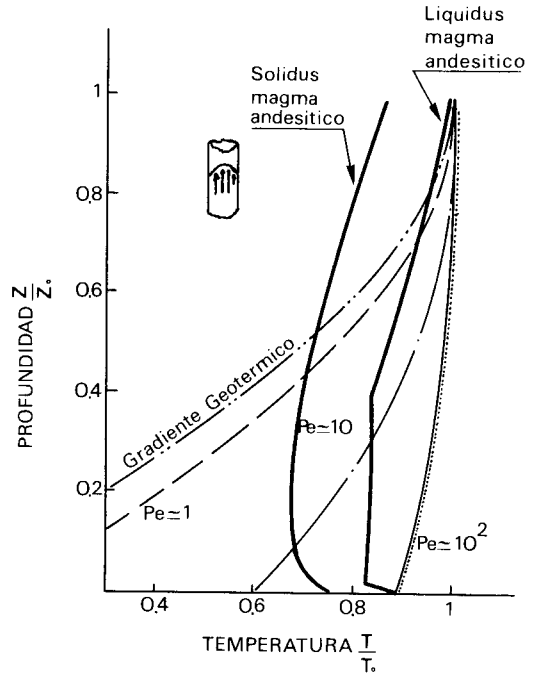


Fig. 5.—Curvas de enfriamiento relativo de un magma andesítico, durante su ascenso en un conducto cilíndrico, en función del número de Peclet (Pe) (basado en Marsh 1978).

Finalmente y como conclusión se sugieren procesos fraccionantes y de contaminación en niveles altos de la corteza cuando el conjunto del «pasillo de enclaves» ha recorrido más del 70 % del camino desde su origen, tal como pudiera deducirse a partir de las gráficas de Marsh (op. cit.).

La asociación de magma ácido y básico y su ascensión en forma de pitón (pipa) puede explicarse alternativamente por medio de dos modelos diferentes A y B suficientemente explícitos en los esquemas (Fig. 6). La situación más lógica es la presentada por el modelo A, que en líneas generales, sería acorde con los modelos propuestos por Blake *et al.* (1965) para algunos diques compuestos, así como Eichelberger (1978) y Vernon (1983); no obstante hemos de tener en cuenta que masas importantes de rocas básicas e intermedias actúan como precursores de las «granodioritas precoces» en las que, a su vez, está emplazado el «pasillo de enclaves» objeto de este trabajo; por tanto, la «estratificación» magma básico-ácido no está totalmente clara en la fuente de alimentación del «pasillo».

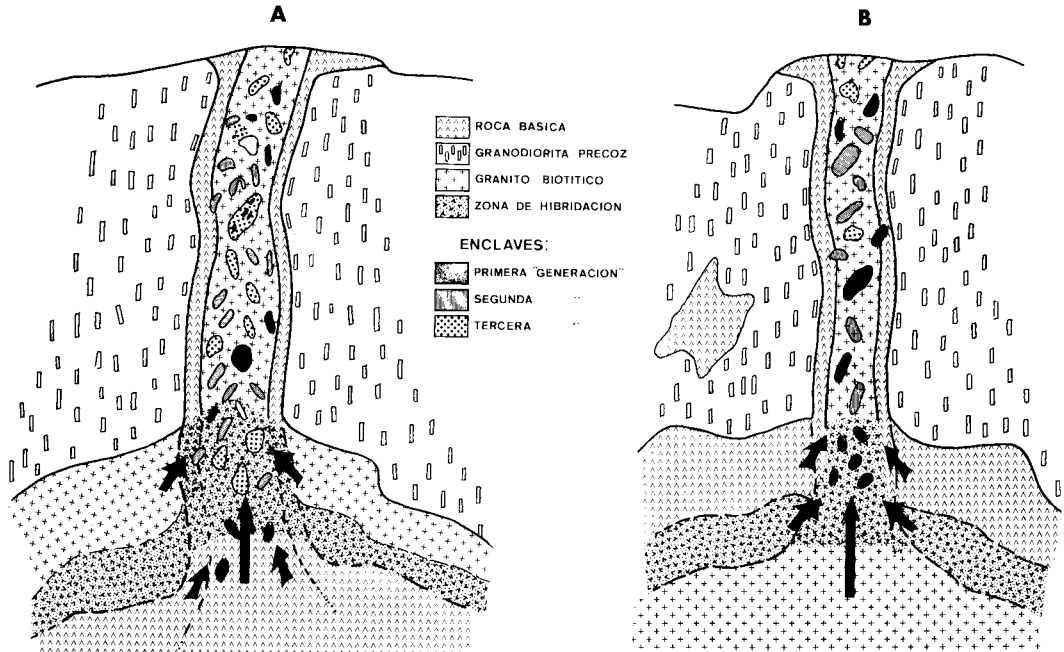


Fig. 6.—Modelos hipotéticos de ascenso del conjunto: roca básica, enclaves y granito biotítico. A) Roca básica subyacente. B) Granito biotítico subyacente.

BIBLIOGRAFIA

Arzi, A. A. (1978).—Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44, 173-184.

Barriere, M. (1981).—On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanac'h (Britany) subalkaline granite. *Cont. Miner. and Petrol.*, 77, 214-224.

Blake, D. H., Elwell, R. W. D., Gibson, I. L., Skelhorn, R. R. y Walker, G. P. L. (1965).—Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Quart. Jour. Geol. Soc. Lond.*, 121, 31-49.

Capdevila, R. (1969).—Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de L'Espagne). Thèse, Univ. de Montpellier, 430 pp.

— y Floor, P. (1970).—Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le NW de L'Espagne. *Bol. Geol. Min.*, 80 (2-3), 215-225.

Corretgé, L. G., Gallastegui, G. y Cuesta, A. (1984).—Características geoquímicas de los enclaves en las granodioritas de Cangas de Morrazo-Moaña. (Prov. de Pontevedra). *Studia Geológica*, vol. 19.

Didier, J. (1973).—*Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites.* Elsevier Scient. Pub. Co., Amsterdam, 393 pp.

Eichelberger, J. C. (1978).—Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275, 21-23.

— (1980).—Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoir. *Nature*, 288, 446-450.

Fedievski, C., Voitkudunski, I. y Faddeu, Y. (1974).—*Mécanique des fluides.* Editions Mir, Moscou, 599 pp.

Gallastegui, G. (1983).—Los enclaves de las rocas graníticas de Cangas de Morrazo (Pontevedra). Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo, Dpto. de Petrología, 138 pp.

—, Corretgé, L. G. y Cuesta, A. (1984).—Aspectos petroestructurales del pasillo de enclaves de Cangas de Morrazo-Moaña (Prov. de Pontevedra). *Studia Geológica*, 19.

—, — y — (in litt.).—Petrografía y aspectos geoquímicos de los enclaves microgranudos de Cangas de Morrazo-Moaña (Prov. de Pontevedra). *Cuad. Lab. Geol. Laxe (Sada, Coruña)*.

Gay, N. C. (1967).—Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids. 1.º Theory. *Tectonophysics*, 5 (4), 211-234.

Kushiro, I. (1980).—Viscosity, density, and structure of silicate melts, and their petrological applications. In: R. B. Hartgraves (Ed.), *Physics of magmatic processes*, 93-117.

Lang, A. R. (1972).—Pressure and Temperature Gradients in Ascending Fluids and Magmas. *Nature Physical Science*, 238, 98-100.

Luth, W. C. (1976).—Granitic rocks. In: Bailey and Macdonald (Ed.), *The evolution of the crystalline rocks.* Academic Press, 335-417.

Marsh, B. D. (1978).—On the cooling of ascending andesitic magma. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 288, 611-625.

Mc Birney, A. R. y Noyes, R. M. (1979).—Crystallization and Layering of the Skaergaard Intrusion. *Jour. of Petrol.*, 20, 487-554.

- Mijeev, M. A. y Mijeeva, I. M. (1977).—*Fundamentos de termotransferencia*. Editions Mir, Moscu, 375 pp.
- Piwinskii, A. J. y Wyllie, P. J. (1968).—Experimental studies of igneous rocks series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. *Jour. of Geol.*, 76, 205-234.
- Shaw, H. R. (1965).—Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas. *Am. J. Science.*, 236, 120-152.
- (1972).—Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *Am. J. Science.*, 272, 870-893.
- Spera, F. J. (1980). Aspects of magma transport. In: R. B. Hartgraves (Ed.), *Physics of magmatic processes*, 265-323.
- Streckeisen, A. L. (1967).—Classification and Nomenclature of Igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 107 (2-3), 144-240.
- Van Der Molen, I. y Paterson, M. S. (199).—Experimental deformation of partially melted granite. *Cont. Miner. and Petrol.* 70, 299-318.
- Van Moort, J. C. (1966).—Les roches cristallophylliennes des cévennes et les roches plutoniques du Mont Lozere. *Annales Fac. des Sciences de L'Université de Clermont*, 31, 272 pp.
- Vernon, R. H. (1983).—Restite Xenoliths and Microgranitoid Enclaves In Granites. *Journal and Proceedings, Royal Society of New South Wales*, 116, 77-103.