

La evolución isotópica de los fluidos ligados a los Sistemas Hidrotermales tardi y postvariscos del Sistema Central Español

The isotopic evolution of fluids related with late and postvariscan hydrothermal cells of the Spanish Central System

F. Tornos (*), A. Delgado (**), C. Casquet (***), C. Galindo (***), E. Reyes (**)

(*) ITGE. c/Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

(**) Estación Experimental del Zaidín (CSIC). Prof. Albareda, 1. 18008 Granada

(***) Dpto. Petrología. Fac. Geología. Universidad Complutense Madrid. 28040 Madrid

ABSTRACT

The late to postvariscan hydrothermal activity of the Spanish Central System extends almost from ca. 300 Ma to the present. It consists of several independent stages that can be grouped in two different hydrothermal regimes. There is a first hydrothermal event (295 ± 15 Ma) spatially related with minor intrusions of Late Variscan peraluminous granitoids. Here, highly confined hydrothermal cells dominated by lithostatic pressure involve local fluids of complex composition and likely metamorphic origin; modified low-saline meteoric waters occur in the more distal manifestations only. Three recorded younger hydrothermal pulses (ca. 274 ± 6 , 150 ± 5 and 100 Ma) involving low-saline waters were channelized along regional structures. Here, waters of meteoric origin that infiltrate to a great depth into the basement, leading to a $\delta^{18}\text{O}$ -shift of the fluids and a leaching of sulphur and metals from the host rocks. During upwelling, hydrothermal rocks are generated by fluid-rock interaction and boiling. In the shallow section of the system, the mixing with surficial complex brines led to the formation of fluorite-barite (Zn-Pb-Ag) veins, but no $\delta^{18}\text{O}$ - δD variation could be detected.

Key words: Oxygen, deuterium, sulphur isotopes, Spanish Central System, hydrothermal

Geogaceta, 20 (7) (1996), 1501-1503

ISSN: 0213683X

Introducción

La circulación de fluidos hidrotermales a través del basamento es un proceso muy común en la corteza terrestre. Produce una retrogradación de las paragénesis ígneas y metamórficas y la formación de depósitos minerales; cerca de la superficie llegan a formar sistemas geotérmicos. Las rocas hidrotermales son muy frecuentes en el Sistema Central Español, donde aparecen asociadas a pequeños cuerpos de leucogranitos peraluminicos y tardíos o a lo largo de sistemas de fracturas regionales (Locutura y Tornos, 1985; Tornos *et al.*, 1993; Caballero, 1993; González Casado *et al.*, 1996). Las dataciones realizadas indican que la actividad hidrotermal es un proceso pulsátil y relacionado con la reactivación de fracturas durante eventos tectónicos bien definidos (Caballero *et al.*, 1992; Galindo *et al.*, 1994). En este trabajo se presentan datos preliminares sobre la composición isotópica de los fluidos (O, H, S) ligados a estos sistemas y basados en el análisis de

isótopos estables en minerales (O, H y S) e inclusiones fluidas (O, H).

Eventos hidrotermales en el Sistema Central Español

Las dataciones radiométricas han permitido delimitar la existencia de varios eventos hidrotermales entre los 300 y prácticamente la actualidad. Las rocas hidrotermales ligadas al primer evento reconocido (Etapa I) están en las cercanías de los granitos más evolucionados y tardíos. Estos últimos forman plutones confinados de emplazamiento generalmente somero (≈ 3.5 -5 km) datados entre 299 ± 3 y 287 ± 5 Ma (ver síntesis de Serrano Pinto *et al.*, 1988 y Pérez Soba, 1991). Las rocas hidrotermales asociadas (302 ± 6 a 291 ± 7 Ma) son pequeños greisenes y filones de cuarzo con wolframita y/o casiterita desarrollados en relación con la circulación de fluidos acuosos complejos con CO_2 - CH_4 -NaCl (Vindel *et al.*, 1995), aunque hay evidencias residuales de la circulación previa de

fluidos acuosos hipersalinos (Quílez, 1994). Aparentemente sincrónicos con esta etapa son los skarns magnésicos proximales con Sn-W y los calcícos distales ricos en Zn-W, ambos formados en relación con fluidos acuosos poco salinos (0-8% NaCl eq.; Tornos, 1990). Las temperaturas de formación son relativamente elevadas (400-625°C) y la presión, aunque de carácter litostático, es moderada (1-1.5 kb, excepcionalmente hasta 2.5 kb). La composición isotópica de minerales e inclusiones fluidas indica que los fluidos eran isotópicamente muy variables de un sistema a otro. En las manifestaciones más cercanas a los granitos la $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ es relativamente pesada y constante (4.7-7.3‰ en las venas de cuarzo; 6.7 a 8.9‰ en los skarns magnésicos) mientras que es mucho más ligera en los skarns distales (0.2 a 3.2‰). Los datos que se disponen de la δD indican que ésta es muy variable (-33‰ en las venas de cuarzo; -50 a -40‰ en los skarns proximales y -65‰ en los distales).

El siguiente evento hidrotermal (Etapa II) es de carácter más regional y consiste en

la formación de episienitas ($\approx 274 \pm 6$ Ma; González Casado *et al.*, 1996) a favor de grandes estructuras extensionales de dirección ONO-ESE y NNE-SSO. Su composición isotópica ha sido estudiada por Cabello (1993), que sugiere que los fluidos que circularon por estos sistemas eran una mezcla de magmáticos y meteóricos. De esta edad también son la etapa tardía del skarn cálcico de El Caloco (259 ± 7 Ma) y la reactivación de los filones de Sn-W de Navalucubilla (272 ± 12 Ma) con formación de un greisen rico en clorita y precipitación de scheelita y sulfuros. Las temperaturas de formación son muy variables, entre casi 600°C de las episienitas y unos 300°C en los filones. La presión de fluidos fue inferior a la del evento anterior (desde LV a 1.4 kb) y generalmente hidrostática, dándose frecuentes casos de ebullición. Los datos existentes indican que los fluidos son acuosos y poco salinos (0-6%), aunque localmente pueden llegar a tener salinidades de hasta el 18% peso NaCl eq., aparentemente por efecto de la ebullición (Tornos *et al.*, 1993). La composición isotópica del oxígeno es significativamente más ligera que en la Etapa I. En los filones y greisenes varía entre 2.1 y 4.3‰ mientras que en los skarns férricos evoluciona de 0.1 a 2.3‰ en los estadios más tempranos a 5.9‰ en los tardíos. Los valores de δD en las inclusiones fluidas de los filones son de entre -51 y -26‰.

El tercer evento hidrotermal, tiene lugar entre 165 ± 5 y 145 ± 18 Ma. Aprovecha muchas de las estructuras previas, principalmente grandes estructuras de dirección ONO-ESE. En las zonas más profundas la alteración consiste en la retrogradación de los skarns de alta temperatura o la silicificación, sericitización y cloritización de los granitoides. La temperatura, composición isotópica y química de los fluidos es muy similar a la de los anteriores. La $\delta^{18}\text{O}$ calculada varía entre -3.2 y 2.1‰ y la δD medida entre -45 y -40‰.

En la zona superficial de estos sistemas dominan los filones con fluorita, barita y/o Zn-Pb-Ag (145 ± 18 Ma; Galindo *et al.*, 1994). Estas mineralizaciones se interpretan como producto de la mezcla entre fluidos profundos y poco salinos, similares a los dominantes en las Etapas II y III, y otros superficiales, mucho más salinos (Tornos *et al.*, 1991). La composición isotópica del agua de estos filones ($\delta^{18}\text{O}$: -4.9 a 0‰; δD : -57 a -36‰) es indistinguible de la relacionada con las otras rocas hidrotermales de las Etapas II y III.

Finalmente, el último evento hidrotermal significativo (Etapa IV) se sitúa hacia los 104 ± 4 Ma y es responsable de la formación, al menos en parte, de filones

estériles de cuarzo y la silicificación de calizas. La $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ es muy ligera (-9.2 a -8.3‰). Hay evidencias de circulación hidrotermal más reciente (10-12 Ma; Sell *et al.*, 1995) aunque no se han citado alteraciones hidrotermales asociadas.

La composición isotópica del azufre en todos los sulfuros es monótona e indica valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ de entre -3.6 y 0.3‰. Sin embargo, las baritas presentes en los filones superficiales tienen valores más elevados y variables, entre 6.2 y 26.1‰ (Lillo *et al.*, 1992; Concha *et al.*, 1992; Galindo *et al.*, 1994).

Discusión

El agua que circula por los sistemas hidrotermales más antiguos se caracteriza por valores muy variables de $\delta^{18}\text{O}$ (0.2 a 8.9‰) y δD (valores dispersos entre -65 y -33‰). Estos valores son muy distintos a los de las rocas ígneas del Sistema Central, con composiciones estimadas de $\delta^{18}\text{O}$ entre 8.2 y 13.6‰ y δD entre -78 y -70‰, pero en parte similares a los que están en equilibrio con las rocas metamórficas ($\delta^{18}\text{O} \approx 5.4$ a 12.4‰; δD : -48 a -32‰; Recio *et al.*, 1992). Esto, unido a la elevada proporción de CH_4 y N_2 en algunos de estos sistemas (Quílez, 1994; Vindel *et al.*, 1994) y los datos preliminares de isótopos radiogénicos confirman que, en su mayor parte, estos fluidos eran externos al granito y de origen metamórfico. Sólo en los skarns de Zn-W más distales parece haber una elevada proporción de fluidos isotópicamente más ligeros, probablemente meteóricos enriquecidos en ^{18}O por intercambio con las rocas encajantes. Estas evidencias parecen consistentes con la subsaturación en agua en los granitos más evolucionados del Sistema Central Español. Estos sistemas son, por lo tanto, de carácter local y se forman en relación a la fuente térmica ígnea, pero se recargan por fluidos externos.

La $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ en los sistemas más jóvenes es generalmente más ligera que la de los fluidos anteriores -si se exceptúan los skarns distales- y está dentro del rango típico de los fluidos superficiales que se han equilibrado con el basamento a bajas temperaturas ($\leq 350^\circ\text{C}$). La composición isotópica del azufre indica que también éste procede probablemente del lavado de las rocas profundas, de composición mayoritariamente ígnea. Durante estos procesos de interacción fluido-roca la D no sufre cambios y, por lo tanto, es un trazador del origen último de estos fluidos, que es muy probablemente meteórico. Hay que destacar que, exceptuando dos valores extremos, los valores de δD (-57 a -40‰) son muy similares a los obtenidos

por Kelly y Rye (1979) en los estadios tardíos de Panasqueira (-55 a -43‰), que parecen prolongarse hasta los 152 Ma.

Con respecto a las rocas hidrotermales más someras, los filones de fluorita-barita (Zn-Pb-Ag), los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (0-5.9‰) y δD (-57 a -36‰) en minerales e inclusiones fluidas de cuarzo, fluorita y barita son otra vez similares a los anteriores y no permiten distinguir la impronta isotópica de un fluido descendente. Esto puede ser debido a que éste tenía valores de δD similares a los de las aguas profundas y era, por lo tanto, de origen meteórico, o bien la poca proporción de fluido marino descendente no es detectable debido a su pequeña proporción, tal como sugieren los isótopos de Sr (Galindo *et al.*, 1994). Hay que destacar que no hay diferencias isotópicas entre los filones situados al Este (Hiendelaencina) y Oeste (Colmenar de Arroyo) del Sistema Central Español, sugiriendo que todos ellos tienen un origen similar. En los filones más occidentales sólo hay valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{barita}}$ derivados del sulfato acuoso superficial, que no llega a equilibrarse química ni isotópicamente con el azufre profundo. En la zona de Hiendelaencina la composición isotópica de la barita indica que parte del sulfato es producto de la oxidación del azufre profundo.

Finalmente, las aguas que circularon durante el evento de los 100 Ma son muy similares a las actuales y no han sufrido modificaciones isotópicas importantes.

Conclusiones

La actividad hidrotermal tardía y postvarisca del Sistema Central Español se puede dividir en dos grandes eventos independientes. Hay una primera etapa ligada a la anomalía térmica producida por la intrusión somera de granitos muy evolucionados y que pone en circulación fluidos metamórficos y, en menor grado, meteóricos parcialmente equilibrados con las rocas encajantes. Estos circuitos son de pequeña importancia, dominados por presiones litostáticas y con circulación restringida de fluidos.

El comienzo de la extensión alpina da lugar al desarrollo de grandes circuitos hidrotermales canalizados a favor de estructuras regionales y recargados por fluidos meteóricos. Hay, al menos, tres pulsos relacionados con eventos tectónicos datados en aproximadamente 275, 150 y 100 Ma. En cada uno de ellos, fluidos con una composición muy similar descienden en el basamento, se calientan y reaccionan con las rocas ígneas profundas, lavando los metales y azufre y enriqueciéndose en ^{18}O . En su as-

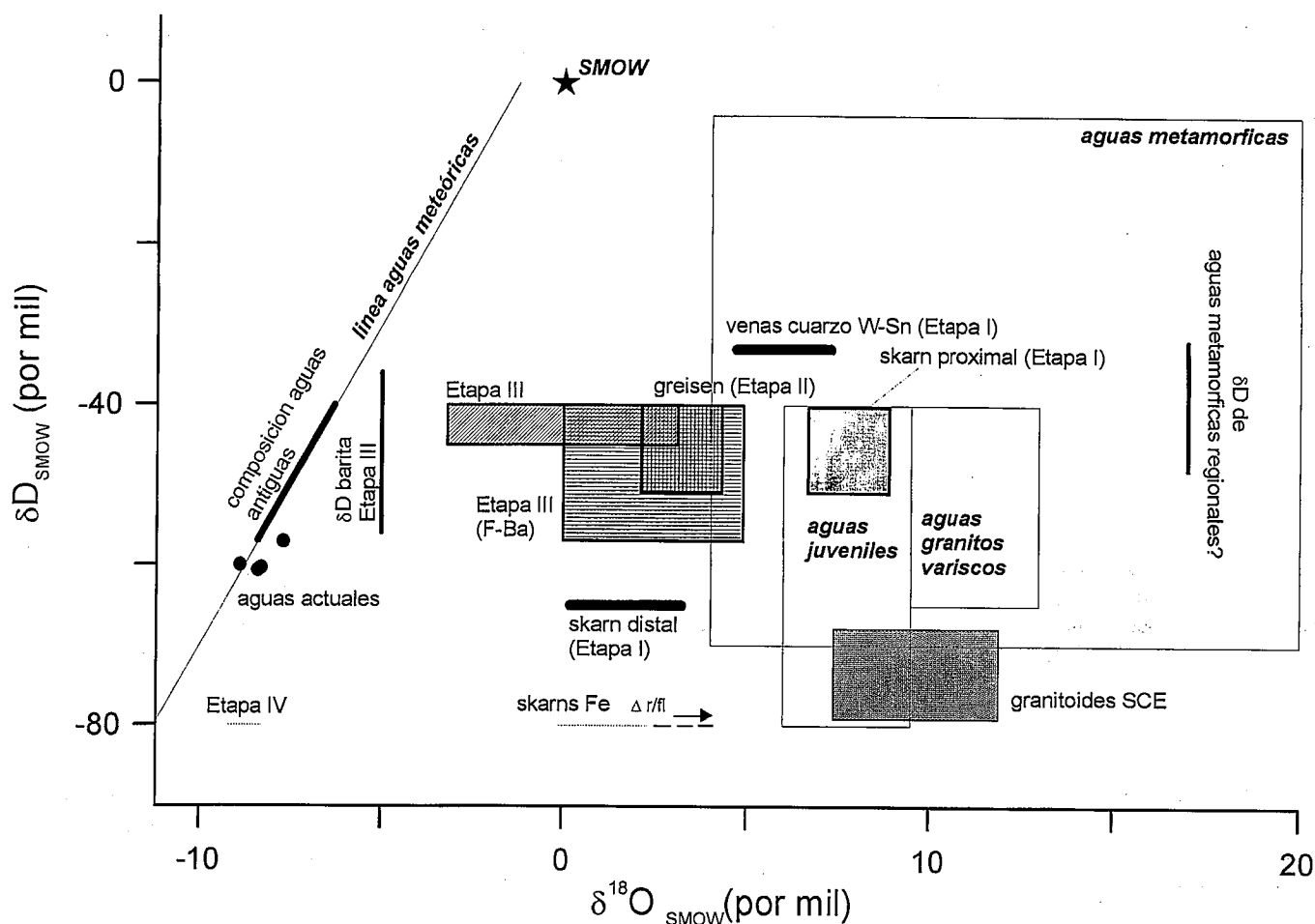


Fig. 1.- Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ - δD) estimada de los fluidos hidrotermales tardi y postvaricos del Sistema Central Español.

Fig. 1.- Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ - δD) estimated from tardi and postvarician hydrothermal fluids in the Spanish Central System.

censo producen una intensa alteración hidrotermal y dan lugar a mineralizaciones por interacción con las rocas o ebullición. En las zonas más someras tienen lugar procesos de mezcla con superficiales, que no parecen variar las relaciones $\delta^{18}\text{O}$ - δD de los fluidos profundos.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto de la CICYT PB88-124. Agradecemos a J.M. González Casado y J.M. Caballero su ayuda en la interpretación de la evolución hidrotermal de la Sierra del Guadarrama y a B. Spiro la realización de algunos análisis de isótopos.

Referencias

- Caballero, J.M. (1993). *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense Madrid, 313 pp.
- Caballero, J.M., Casquet, C., Galindo, C., González Casado, J.M., Snelling, N., Tornos, F. (1992). *Geogaceta*, 11: 18-21
- Concha, A., Oyarzun, R., Lunar, R., Sierra, J., Doblas, M., Lillo, J. (1992). *Mineral. Deposita*, 27-2: 83-89
- Galindo, C., Tornos, F., Darbyshire, F., Casquet, C. (1994). *Chemical. Geol.*, 112: 351-364
- González Casado, J.M., Caballero, J.M., Casquet, C., Galindo, C., Tornos, F. (1996). *Tectonophysics* (en prensa)
- Kelly, W.C., Rye, R.O. (1979). *Econ. Geol.*, 74: 1721-1819
- Lillo, J., Oyarzun, R., Lunar, R., Doblas, M., González, A., Mayor, N. (1992). *Trans. Inst. Min. Met.*, 101: b24-b31
- Locutura, J., Tornos, F. (1985). *Rev. R. Soc. Acad. Fis. Exac. Naturales*, 79: 589-615
- Pérez Soba, C. (1991). *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense Madrid, 225 pp.
- Quílez, E. (1994). *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense Madrid, 277 pp.
- Recio, C., Fallick, A.E., Ugidos, J.M. (1992). *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 247-257
- Sell, I., Poupeau, G., Casquet, C., Galindo, C., González Casado, J.M. (1995). *Geogaceta*, 18: 23-26
- Serrano Pinto, M., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L.G., Portugal Ferreira, M. (1988). En *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., Lopez Plaza, M., Rodriguez Alonso, M.D. (eds), 69-86
- Tornos, F. (1990). *Tesis Doctoral*, Universidad Complutense de Madrid, 377 pp.
- Tornos, F., Casquet, C., Caballero, J.M. (1993). *Rev. Soc. Geol. España*, 6(1-2): 67-84
- Tornos, F., Casquet, C., Locutura, J., Collado, R. (1991). *Mineral. Magazine*, 55: 225-234
- Videl, E., Lopez, J.A., Boiron, M.C., Cathelineau, M., Prieto, A.C. (1995). *Eur. Jour. Mineral.*, 7: 675-688