

Comparación entre el metamorfismo de la Cuenca de Cameros y el de la Cuenca Aurífera de Witwatersrand (Suráfrica). Implicaciones Metalogenéticas

"A Comparison Between the Metamorphism of the Cameros Basin (Spain) and the Witwatersrand Gold Field (South Africa). Metallogenetic Implications"

L.C. Mantilla Figueroa (*), C. Casquet M.(**), J. R. Mas(***)

(*) Escuela de Geología. Univ. Industrial de Santander. Bucaramanga. 678. Colombia.

(**) Dpto. Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. UCM. 28040. Madrid.

(***) Dpto. Estratigrafía. Facultad de Geología. UCM. 28040. Madrid.

ABSTRACT

The Witwatersrand Goldfield (WGF) and the Cameros Basin (CB) were subjected to widespread fluid flow during metamorphism. Physical conditions reached at the thermal peaks have been estimated at 1 kb and 340°C in the case of the CB and 1-2 kb and 350 ± 50°C in the WGF (i.e. subgreenschist and greenschist facies conditions). In both cases the infiltrating fluids were predominantly of deep intra-basinal and metamorphic origin and the fluid flow was focused along zones of enhanced permeability (pervasive cleavage, shear zones, fractures and bedding). Phyllosilicates and chloritoid are common minerals in the internal parts of the metamorphic areas. Gold and U, accompanied by organic matter, were introduced late in the WGF; in the CB no evidence still exist of this economically important event.

In the two basins, metamorphism is post-depositional, 300 to 600 Ma younger in the Archean WGF, and immediately subsequent in the case of the Mesozoic CB. In this case a relationship with a first stage of basin inversion seems probable.

The many similarities between metamorphism in the two basins and the new model of hot migrating fluid-driven metamorphism invoked in both cases, open room for new prospecting strategies of metals of economic interest in the CB.

Key words: , metamorphism, sedimentary basins, fluid flow, Witwatersrand Gold Field, Cameros Basin.

Geogaceta, 25 (1999), 131-134

ISSN: 0213683X

Introducción.

La cuenca de Witwatersrand es el mayor campo aurífero del mundo, habiendo producido hasta el momento más de 40.000t de oro. Tradicionalmente se ha considerado que la mineralización, ubicada en niveles de conglomerado (reefs), era de tipo placer; sin embargo trabajos recientes (Phillips y Myers, 1989; Fox y Winkler, 1997, entre otros presentados a una sesión especial sobre este tema en GEOFLUIDS II, '97) demuestran que la mineralización de Au, asociada a U y materia orgánica, es de probable origen hidrotermal postdeposicional, y va acompañada por importantes cambios mineralógicos de extensión regional que afectan a las secuencias siliciclásticas de la cuenca y que muestran parecido con el metamorfismo de la cuenca de Cameros también atribuido a la acción de fluidos ca-

lientes migratorios y postdeposicionales (Casquet *et al.*, 1992).

El objetivo principal de este trabajo es el de comparar ambos tipos con la finalidad de contribuir a la retroalimentación de los modelos propuestos y apuntar posibles implicaciones metalogenéticas.

El Marco Geológico.

La cuenca de Cameros, localizada en el extremo septentrional de la cadena ibérica, está limitada al NO por la Sierra de la Demanda, al sur por las cuencas terciarias del Duero y Almazán y al Norte por la cuenca del Ebro. Esta cuenca es el resultado de un régimen distensivo de edad Titónico-Albiense inferior, que generó una acumulación de sedimentos mayoritariamente continentales (lacustres y aluviales), que llega a alcanzar los 9000m en

su parte depocentral (Mas *et al.*, 1993). Desde las investigaciones de los geólogos alemanes en los años 60 se han reconocido cinco unidades con rango de Grupo (Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván) (p.ej. Tischer, 1966). Recientemente Mas *et al.*, (1993) identifican seis secuencias deposicionales separadas por discontinuidades que engloban a los Grupos tradicionales.

La cuenca de Witwatersrand es de edad arcaica (2800-2700 Ma) y se apoya sobre terrenos granito-metamórficos del cratón de Kaapval (>3.1 Ga). El relleno lo forman tres Grupos esencialmente clásticos (Dominion, West Rand, y Central Rand) agrupados en el Supergrupo Witwatersrand, seguidos por el Supergrupo Ventersdorp (Fox y Winkler, 1997). La mineralización de oro se localiza en el Grupo Central Rand, de carácter siliciclástico (hay niveles volcánicos subordi-

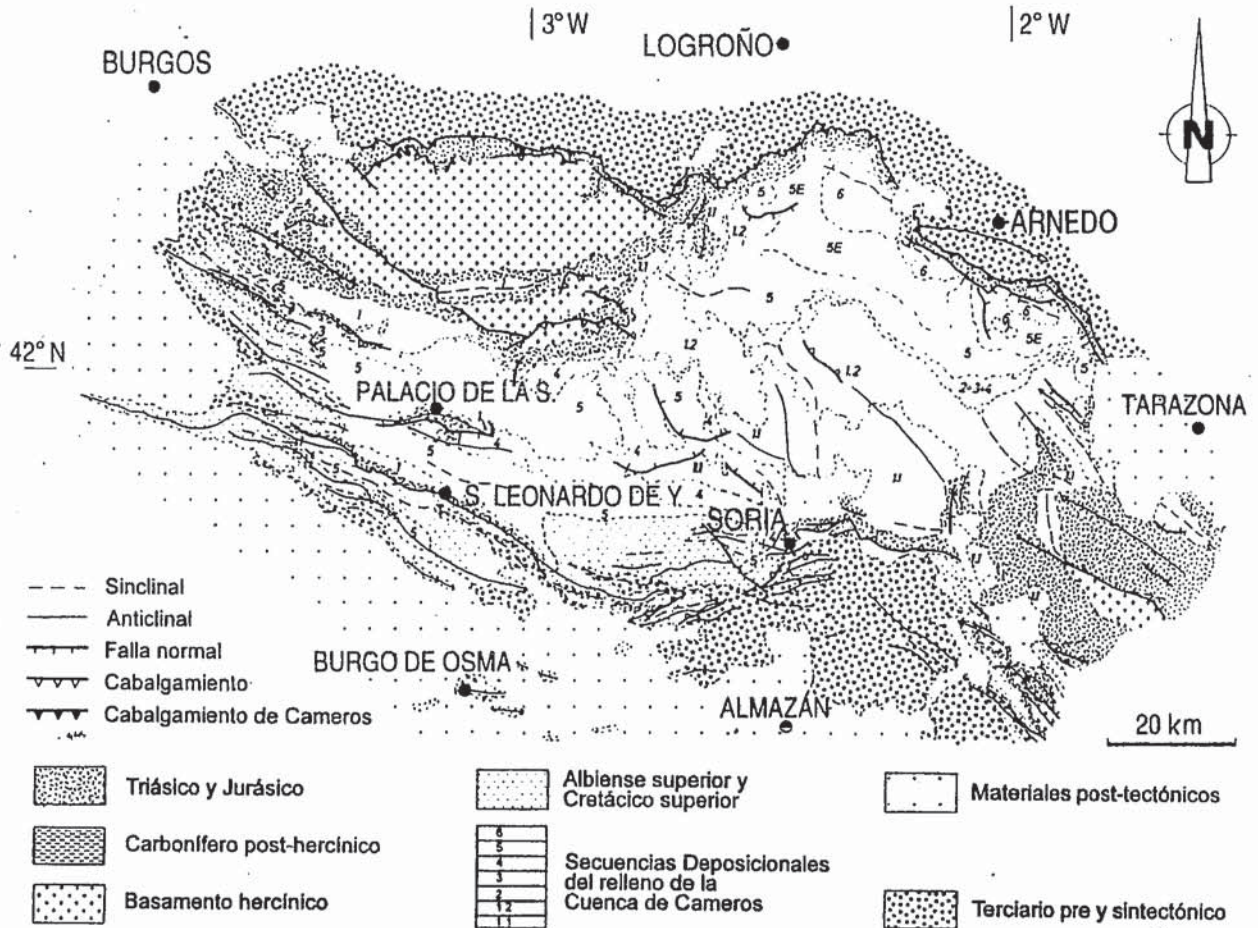


Figura 1.- Esquema Geológico de la cuenca de Cameros (modificado de Mas 1993, en Alonso-Azcárate 1997).

nados), en los horizontes conglomeráticos (reefs). El espesor del supergrupo Witwatersrand es de unos 7.5 km. (Zhou *et al.*, 1994).

Metamorfismo

El metamorfismo en Cameros se manifiesta en zonas concretas de la cuenca y en particular a lo largo de la base del Grupo Urbión en el sector comprendido entre el Río Cidacos y Valdemadera. Aunque las primeras interpretaciones sugerían una relación entre el metamorfismo y el relleno de la cuenca (Giroud y Seguret, 1985) hoy parece establecido que el metamorfismo es post-deposicional con una edad comprendida entre los 108 y 86 Ma (Goldberg *et al.*, 1988; Casquet *et al.*, 1992). El metamorfismo alcanza condiciones máximas de temperatura dentro de la anquizona (340°C) a una P_{lit} 1kb. El rasgo mineralógico más destacable es la presencia de pirofilita (ocasional) y de cloritoide (frecuente), junto con illita y clorita, entre otros, tanto en litologías samíticas como en los tipos más lutíficos

de la base del Grupo Urbión (Barrenechea, 1995,1993; Mata Campo, 1997). Por otro lado, datos recientes tanto mineralógicos, como de inclusiones fluidas (Mantilla Figueroa *et al.*, 1998), de isótopos estables ($\delta^{18}O$), y de geotermometría de cloritas (datos inéditos), apuntan hacia la existencia de una clara inversión térmica, con temperaturas considerablemente más bajas (210°C) en el Grupo Oncala, inmediatamente por debajo del nivel de "black shales" que lo separa del Grupo Urbión. Junto al metamorfismo, el rasgo macroscópico más destacable es la presencia de una esquistosidad de tipo "slaty cleavage" oblicua a la estratificación y que parece circunscrita a la zona donde el metamorfismo alcanza mayor grado, así como abundantes fracturas extensionales en las capas más samíticas con rellenos de cuarzo hidrotermal.

Un rasgo interesante en la cuenca de Cameros es la presencia de mineralizaciones de piritita epigenéticas de origen hidrotermal, asociadas en gran parte con la zona de mayor grado metamórfico en la base del Grupo Urbión (Alonso-Azcárate, 1997).

En el caso del Witwatersrand, los primeros estudios representaban a dicha cuenca como una pila sedimentaria no metamorfozada o afectada por un metamorfismo mínimo en influencia y extensión (Brock y Pretorius, 1964). Actualmente no existe duda alguna, sobre la existencia del evento metamórfico que tuvo lugar con posterioridad al relleno de la cuenca (Phillips, 1988; Zhou *et al.*, 1994). Este metamorfismo se localiza en zonas discretas de la cuenca afectando fundamentalmente a las rocas del Central Rand Group. El rasgo característico es la zonalidad mineral, con presencia de pirofilita, cloritoide, muscovita y clorita, en los sectores de mayor intensidad metamórfica, y albita, epidota, calcita, muscovita, clorita y paragonita, en los sectores menos afectados. Muy significativa es la presencia de bandas filoníticas y fracturas muy tendidas que acreditan una deformación tangencial importante localizadas, precisamente, en las zonas con metamorfismo. Las condiciones alcanzadas por el metamorfismo son del orden de los 350°C (\pm 50°C) y una presión de 1-2kb (Phillips, 1987). La edad del metamorfis-

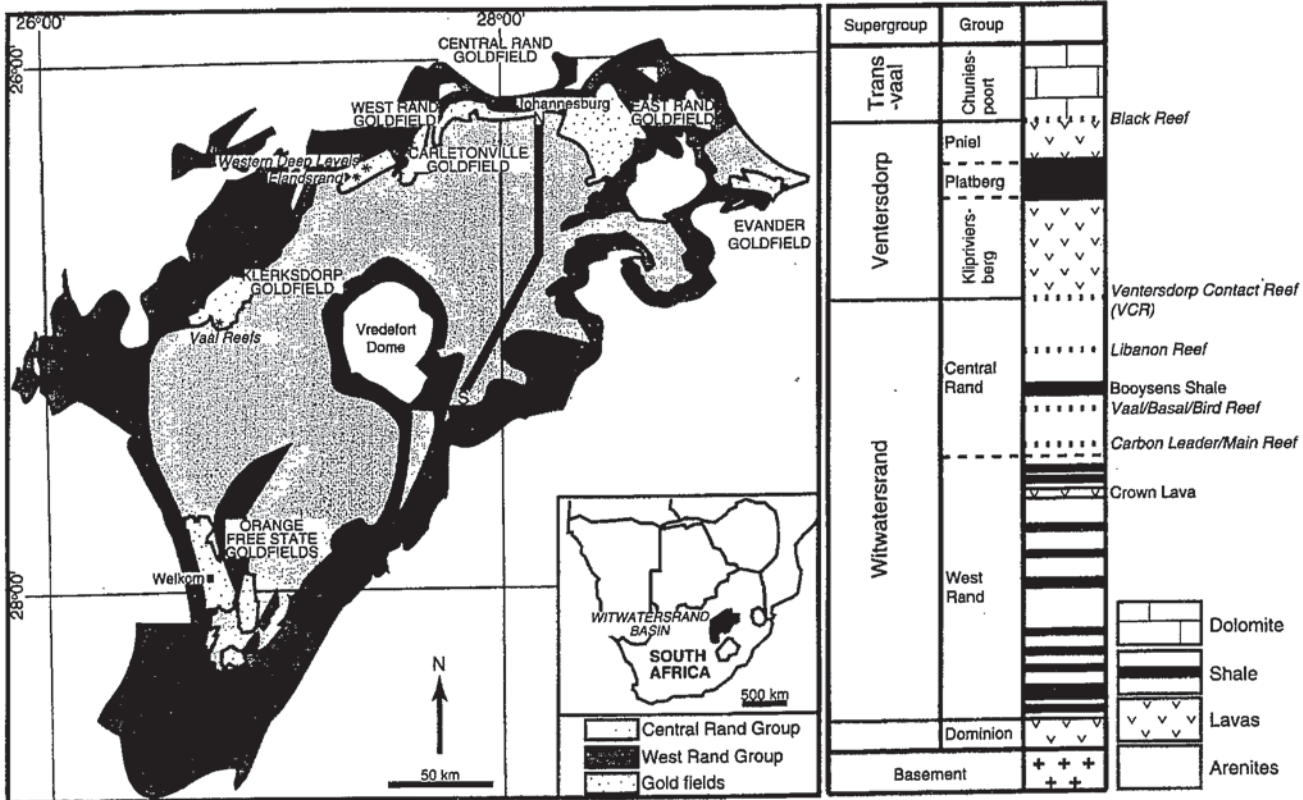


Figura 2.- Esquema Geológico de la Cuenca de Witwatersrand (Tomado de Barnicoat, 1997).

mo se ha podido establecer en unos 2500-2000 Ma., lo que indica que tuvo lugar 300-600 Ma con posterioridad a la formación de la cuenca (Phillips, 1987, 1988).

Tanto en el caso de Cameros como en el de Witwatersrand se ha invocado como causa del metamorfismo la circulación de fluidos calientes postdeposicionales a favor de discontinuidades estructurales de origen deposicional (estratificación) y tectónicas. Los fluidos además de calentar, provocaron importantes cambios químicos que afectaron, probablemente en los dos casos, a la propia composición química de las rocas. La mineralización de Au (asociada a U y materia orgánica de tipo pirobitumen) en Witwatersrand, vinculada espacialmente a las zonas de mayor grado metamórficas sería por lo tanto epigenética en contra del modelo de desposición tipo placer que se había sustentado hasta ahora (Phillips, 1987, 1988; Fox y Winkler, 1997; Barnicoat *et al.*, 1997, entre otros).

Composición de los fluidos

Los fluidos ligados al metamorfismo en la base del Grupo Urbión fueron disoluciones acuosas hiposalinas con cantidades menores de CO₂. La pO₂ se mantuvo

entorno a la del tampón del grafito (aunque relativamente oxidante) debido a la presencia frecuente en estos sedimentos de materia orgánica de origen vegetal carbonizada (Casquet *et al.*, 1992). Estudios recientes, mediante técnicas microtermométricas y de microscopía Raman, han mostrado una marcada diferencia composicional entre los fluidos del grupo Urbión, y los que circularon por el grupo Oncala infrayacente, que pertenecen a un sistema composicionalmente mas complejo (H₂O-NaCl-CO₂-H₂S-N₂+CH₄+S₈) (Mantilla Figueroa *et al.*, 1998). La composición de los fluidos del grupo Oncala y la presencia de pirobitumen sugieren que en dicha unidad tuvo lugar una maduración térmica de hidrocarburos, probablemente durante la circulación. Además, la acusada diferencia composicional entre los fluidos de Urbión y Oncala, lleva a pensar en la presencia de una clara incomunicación hidrológica entre ambas unidades (Mantilla Figueroa *et al.*, 1998).

En la cuenca de Witwatersrand, los fluidos causantes del evento de alteración metamórfica fueron de naturaleza ácida y oxidante. La zonalidad mineral se explica como resultado de la neutralización de este fluido por interacción con las rocas del Central Rand Group (pirofilita + cloritoide en la zona mas interna y alteración

de tipo propilítico en la mas distal). La mineralización de Au-U es algo posterior y de mas baja temperatura, aunque vinculada con el mismo tipo de fluidos, y va acompañada por materia orgánica de tipo pirobitumen (Barnicoat *et al.*, 1997).

Circulación de los fluidos

Tanto en Cameros como en Witwatersrand la circulación de los fluidos está controlada por discontinuidades estructurales de tipo sedimentario y tectónicas. En Cameros, la base del Grupo Urbión, caracterizada por abundantes cuerpos canalizados de areniscas, y el nivel de "black shales" infrayacente, debieron de jugar un importante papel en este sentido; asimismo los planos de esquistosidad y las fracturas extensionales en las capas mas competentes debieron de facilitar considerablemente el escape de los fluidos durante el metamorfismo. La edad del metamorfismo, inmediatamente postdeposicional sugiere que este evento deformativo podría representar una primera etapa de inversión de la cuenca. Por lo que respecta al Witwatersrand, la circulación de fluidos se relaciona con zonas de cizalla de tipo filonítico muy tendidas, y fracturas algo mas tardías, también con

bajo buzamiento, que siguen preferentemente los contactos entre los horizontes conglomeráticos y los niveles más lutíticos del Grupo Central Rand.

Origen de los fluidos.

La procedencia de los fluidos es el aspecto más problemático en ambas cuencas. En Cameros no existe evidencia alguna de masas ígneas ocultas. Por otro lado los datos disponibles de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ en cuarzo y filosilicatos; datos inéditos) apuntan hacia una fuerte componente "metamórfica" en el fluido. Las temperaturas alcanzadas durante el metamorfismo, en torno de 340°C , sugieren que los fluidos procedieron de una zona situada a una profundidad de unos 10 km como mínimo (suponiendo un gradiente de $35^\circ\text{C}/\text{km}$ y equilibrio térmico entre el fluido y las rocas metamórficas). Esta profundidad es próxima al valor de 9 km que Mas *et al.* (1993) obtienen para la zona depocentral de la cuenca situada al norte de la zona metamórfica aflorante. Por lo tanto parece lógico pensar que los fluidos pudieron acceder desde la parte más profunda de la cuenca a niveles más altos a favor de una rampa inclinada hacia el norte, activada tectónicamente, que coincide con el límite entre los Grupos Oncala y Urbión.

En la Cuenca de Witwatersrand la procedencia de los fluidos resulta más incierta. Phillips (1988) y Fox y Winkler (1997) concluyen que los fluidos ácidos y oxidantes que provocaron el metamorfismo y mineralización de Au (U) proceden de aguas formacionales o metamórficas sin descartar una componente magmática minoritaria. La mayor complejidad de esta cuenca comparada con la de Cameros, y la incertidumbre, también mayor sobre la edad precisa de la alteración, impiden hacer conjeturas sobre la región de procedencia de los fluidos.

Conclusiones

El metamorfismo de las Cuencas de Cameros y del Witwatersrand muestra diversos elementos significativos en común: 1) Condiciones de temperatura dentro de la anquizona y comienzo de epizona, con formación de minerales como pirofilita y cloritoide en las zonas de mayor intensidad metamórfica, 2) Evidencias de participación de un fluido migratorio que ha transportado calor e introducido importantes cambios químicos en las rocas afectadas por su paso, 3) Existencia de discontinuidades estratigráficas y diversas estructuras tectónicas que han contribuido probablemente de manera significativa al flujo del fluido, 4) Procedencia profunda, probablemente en parte intra-cuenca y metamórfica de los fluidos, esencialmente acuosos.

Por lo que respecta a las mineralizaciones asociadas al metamorfismo (Au y U el Witwatersrand) no se ha reconocido, por el momento, equivalentes en la Cuenca de Cameros. Sin embargo, pensamos que una nueva estrategia de prospección basada en este nuevo modelo geológico (metamorfismo hidrotermal post-deposicional) podría aportar interesantes evidencias en este sentido.

Agradecimientos

Este trabajo es financiado por la DGI-CYT y por la Universidad Complutense de Madrid a través de los proyectos PB88-0071 y PR179/91-3469, respectivamente.

Bibliografía

Alonso-Azcárate, J. (1997): *Tesis Doctoral*. UCM. 544p

- Barrenechea, J. (1993): *Tesis Doctoral*. UCM. 299.
- Barnicoat, A., Henderson, I., Napier, R., Knipe, R., Kenyon, K. (1997): *Geofluids II. Second International Conference on fluid Evolution, Migration and Interaction in Sedimentary Basin and Orogenic Belts*. 428-431.
- Barrenechea, J.F., Rodas, M., y Mas, J.R. (1995): *Clay Minerals*, 30, 119-133.
- Brock, B.B. y Pretorius, D.A., (1964): In *The Geology of Some Ore Deposits in Southern Africa*. 25-61.
- Casquet, C., Galindo C., González Casado J.M., Alonso A., Mas R., Gracia E. y Barrenechea J. F. (1992): *Geogaceta*, 11, 22-25.
- Fox, N.P. y Winkler, S. (1997): *Geofluids II. Second International Conference on fluid Evolution, Migration and Interaction in Sedimentary Basin and Orogenic Belts*. 440-443.
- Golberg, J.-M., Guiraut, M., Maluski, H. y Seguret, M. (1988): *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.307, Série II, P. 521-527.
- Guiroud, M. y Seguret, M. (1985): *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.* 37.
- Mas, J.R., Alonso, A. y Guimerá, J. (1993): *Bol. Soc. Geol. Esp.*, 6, 129-144.
- Mantilla Figueroa, L.C., Casquet, C. y Mas, R. (1998): *Geogaceta*, 24, 207-210
- Mata Campo, M. P. (1997): *Tesis Doctoral*. Universidad de Zaragoza. 349p
- Phillips, G. N. (1987): *J. Metamorphic Geol.*, 5, 307-322.
- Phillips, G. N. (1988): *J. Metamorphic Geol.*, 6, 311-332.
- Phillips, G. N., y Myers, F. M. (1989). *Economic Geology Monograph*, 6, 598-608.
- Tisher, G. (1966): *Notas y Coms. del Ins. Geol. y Min. de Esp.* 81: 53-78.
- Zhou, T., Dong, G. y Phillips, N. (1994): *J. Metamorphic Geol.*, 12, 655-666.