

Un yacimiento de Au en carbonatos del Orógeno Hercínico: el área de Salamón (N León)

A carbonate-hosted Au deposit of the Hercynian belt: the Salamon district (N Leon)

A. Paniagua (*), L. S. Rodríguez Pevida (**), J. Loredó (***), L. Fontboté (****) y P. Fenoll Hach-Alí (*****).

(*) Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. E-33005 Oviedo.

(**) Río Narcea Gold Mines, S. A. E- Salas (Asturias).

(***) Dpto. de Explotación y Prospección de Minas. Universidad de Oviedo. E-33004 Oviedo.

(****) Dept. de Mineralogie. Université de Geneve. CH-1211 Geneve 4 (Switzerland).

(*****) IACT-Depto. de Mineralogía-Petrología. Universidad de Granada. E-18002 Granada.

ABSTRACT

The Salamon gold prospect constitutes an example of carbonate-hosted gold deposit formed during the last events of the Hercynian orogeny. It is formed by a complex paragenetic sequence of Au-As-Sb-Hg-Cu-Ni-Co-Pb-Zn-U minerals in jasperoid and quartz-dolomite host rock. Au correlated positively with As at single crystal scale in pyrite and arsenopyrite, of fluid inclusion study and arsenopyrite geothermometry show temperatures in the range 140-280°C at 350-400 bars. Stable isotope data suggest reduction of sulfur from marine evaporites and buffer of carbon in the fluid by the host carbonates. The age of the deposit is 269 ± 5 m. y., U-Pb determination on uranite grains gives and which is consistent with on uranite age from Villamarin and with age determinations of intrusive rocks spatially associated to several ore deposits in the area.

Key words: gold, carbonate-hosted, Hercynian, fluid inclusion, geothermometry, geochronology, stable isotope geochemistry.

Geogaceta, 20 (7) (1996), 1605-1608

ISSN: 0213683X

Introducción

Los yacimientos epitermales de Au en rocas carbonatadas, también conocidos como tipo Carlin, aludiendo a su localidad original en el estado de Nevada (USA), constituyen una importante fuente de oro y otros metales a escala mundial. El hecho de que los yacimientos bien conocidos y estudiados de esta tipología se restringen al occidente de Estados Unidos (Nevada y estados limítrofes) en un orógeno tectónicamente activo, y las características inusuales de su mineralización, constituida en muchos casos por menas auríferas refractarias, justifica la búsqueda de mineralizaciones comparables ligadas a sistemas hidrotermales fósiles en orógenos antiguos, donde el diferente grado de erosión permita acceder a distintos cortes del sistema hidrotermal. Tal es el caso de la Zona Cantábrica, donde el grado de erosión permite reconocer en superficie, en la actualidad mineralizaciones auríferas de diversos tipos, desde skarns de Au-As-Bi y Cu-Au hasta yacimientos epitermales en rocas carbonatadas (Paniagua, 1990, 1993; Paniagua y Rodríguez Pevida, 1988, 1989; Paniagua y Heredia, 1990; Paniagua *et al.*, 1987, 1988 a, b, 1989 a, b, c, 1990 a, b, c, 1993). En esta zona se localiza la mineralización de Salamón (León), cuyas características manifiestan similitudes con el

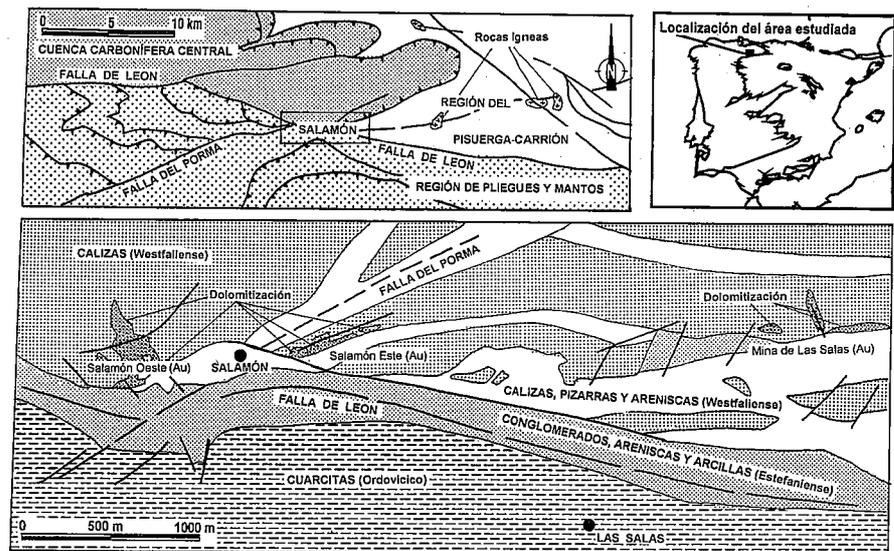


Fig. 1.- Esquema geológico del área de Salamón.

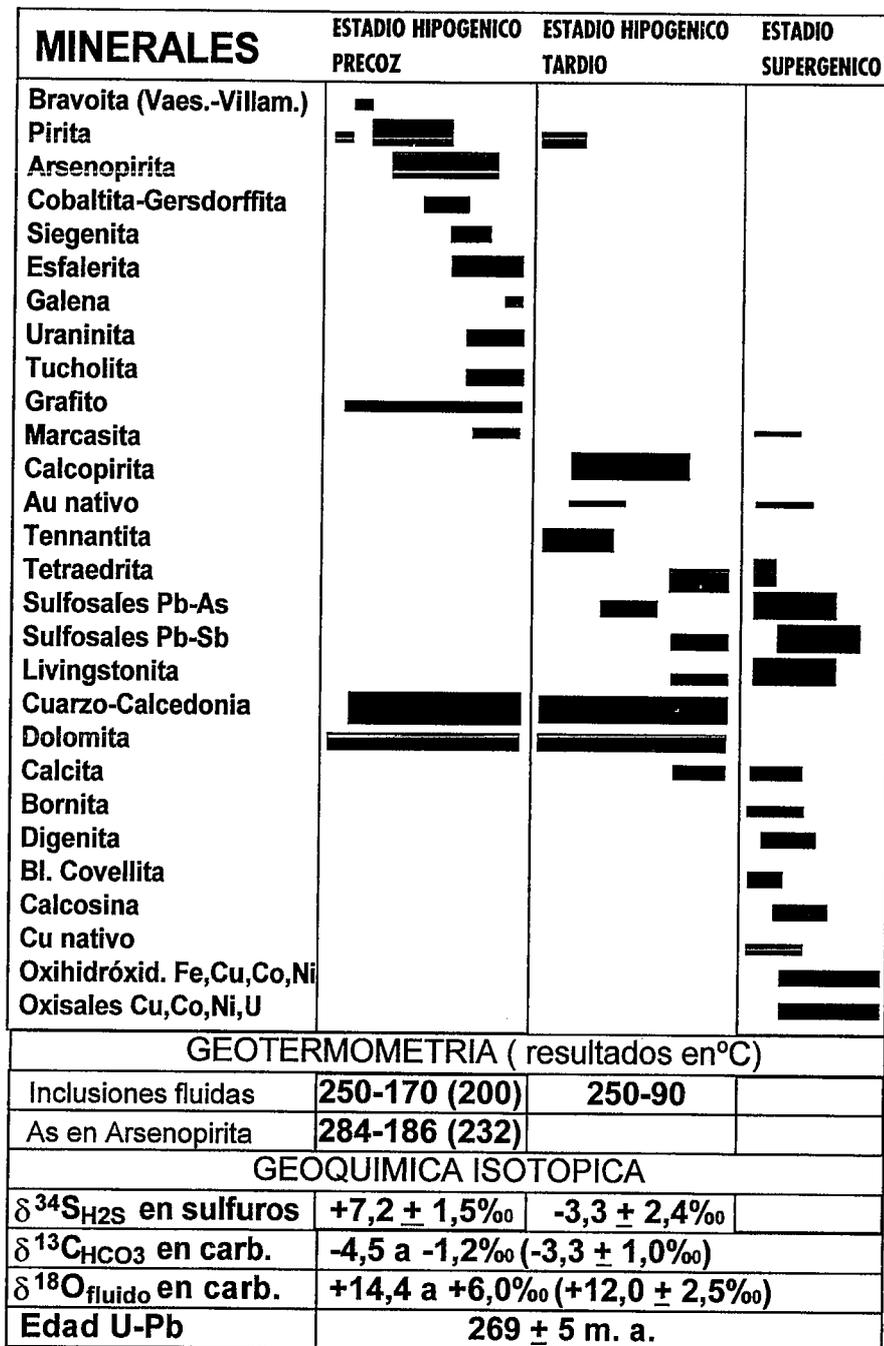
Fig. 1.- Geological sketch of the Salamon area.

modelo de mineralizaciones auríferas en rocas carbonatadas (tipo Carlin). En este trabajo se presentan los resultados de un estudio sobre geología, mineralogía y geoquímica isotópica de esta mineralización.

Geología regional y local.

El área de Salamón (N de León) se sitúa en la

Zona Cantábrica, la parte más externa del Orógeno Hercínico en el norte de la Península Ibérica (Lotze, 1945). Dentro de la Zona Cantábrica, el distrito minero de Salamón se localiza en la intersección de tres de las grandes unidades que la componen: la Región de Pliegues y Mantos, la Cuenca Carbonífera Central y la Unidad del Pisuerga-Carrión (Figura 1). La segunda de ellas constituye el autóctono relativo de la primera y



Proporción de minerales en porcentaje en peso (escala vertical logarítmica)

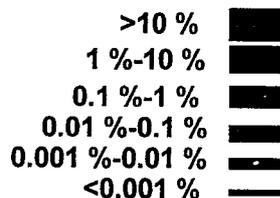


Fig. 2.- Paragénesis mineral de Salamón, con indicación expresa de temperaturas de formación, resultados del estudio de isótopos estables y edad de la mineralización.

Fig. 2.- Mineral paragenesis of Salamon, showing inferred formation temperatures, results of stable isotope analyses and age of the mineralization.

lización de yacimientos hidrotermales en relación con la cizalla en régimen frágil de las potentes series carbonatadas namurienses y westfalienses, y sirven de vehículo al ascenso de intrusivos cuyas apófisis subvolcánicas se reconocen profusamente en la Unidad del Pisuega-Carrión, hasta pocos kms. de Salamón (Corretgé *et al.*, 1987; Corretgé y Suárez, 1990).

El área de Salamón está limitada al S por una prominente cresta de cuarcitas ordovícicas, que constituyen el límite N del Cabalgamiento del Esla. Estas cuarcitas están intensamente plegadas, fracturadas y teñidas por óxidos de hierro. Inmediatamente al norte se sitúa un valle correspondiente al relleno de una cuenca estefaniense constituida por materiales siliciclásticos, controlada por la Falla de León, que discurre por debajo y a ambos lados, evidenciada por una amplia zona de fractura que afecta tanto a los materiales previamente mencionados como a las calizas westfalienses de la Formación Lois-Cigüera, situada inmediatamente al norte. La estructura del área es la de un anticlinal constituido por los materiales de la Formación Lois-Cigüera, recubierto disconformemente por sedimentos estefanienses de relleno de cuencas controladas por fallas. Las fallas que controlan la mineralización siguen tres tendencias: fallas E-O (sistema de la Falla de León), fallas NE-SW (sistema de la Falla del Porma) y fallas N-S, generalmente postmineralización, senestrales y con desplazamiento de pocos metros.

Características generales de la mineralización.

El yacimiento de Salamón-Las Salas encaja en los materiales carbonatados con intercalaciones pelíticas, muy bituminosos, de la Formación Lois-Cigüera (Westfaliense). Su localización precisa corresponde prácticamente a la intersección entre la Falla de León y la Falla del Porma, y está constituida por una sucesión de indicios con anomalías discontinuas de As, Sb, Cu, Co, Ni, Pb, Zn, Sb, Hg, U y Au, con predominio de Zn, Cu, Ni y Co en Salamón Oeste y Las Salas, Hg y U en Salamón Oeste, Sb en Salamón Sur y Sureste, mientras Au y As están presentes en todos los sectores, pero especialmente enriquecidos en Salamón E (las leyes de Au superan localmente 100 ppm).

En torno a la mineralización y en relación con los sistemas de fracturas previamente mencionados se desarrollan procesos de carbonatización, silicificación y dolomitización de la caliza encajante, y localmente argilitización hidrotermal, lo que es indicador de cambios de pH durante la precipitación, ligados a una importante interacción fluido-roca. En sondeos se han llegado a cortar diques de rocas subvolcánicas (pórfitos gabrodioríticos) con alteración hidrotermal sobrepuesta.

La mineralización se puede subdividir en dos estadios (Figura 2). El estadio precoz, domi-

uno de los alóctonos de la tercera. Al mismo tiempo el área de Salamón se sitúa en la intersección de dos grandes fallas tardihercínicas: la Falla de León (E-W, más de 120 km reconocidos) y la Falla del Porma (NE-SO). Ligados a estos siste-

mas de fractura se desarrollan duplex de cizalla a varias escalas, que operan de modo transtensivo y transpresivo en ciclos sucesivos desde el Westfaliense D hasta el Pérmico (inclusive). Estas estructuras constituyen zonas privilegiadas de loca-

nante, está constituido por diseminaciones de sulfuros de grano muy fino en matriz de cuarzo-calconia (jasperoide) y dolomita. Los minerales dominantes son pirita arsenical y arsenopirita, con altos contenidos de oro, que pueden ser próximos al 1% en peso en la arsenopirita, y como minerales accesorios esfalerita (localmente muy abundante, sobre todo en zonas distales de la mineralización), cobaltita-gersdorffita, vaesitavillamaninita-bravoita, uraninita, galena, y grafito ocasional. La mineralización tardía, de grano más grueso, se presenta en bolsas y filones con ganga cuarzo-carbonatada, o bien reemplazando a la mineralización precoz. Su mineralogía presenta amplias variaciones locales y está constituida esencialmente por pirita, calcopirita, esfalerita, tennantita, cinabrio, rejalgar y estibina, y como fases accesorias locales oro nativo, livingstonita, bourbonita, sulfosales Pb-Sb (boulangerita, jamesonita, plagionita, zinkenita), y sulfosales Pb-As (jordanita, liveingita y rathita). Todas las fases citadas han sido verificadas por microscopía óptica de reflexión y microanálisis electrónico, y ocasionalmente por difracción de rayos X y foto-radiografía (uraninita). La alteración supergénica libera oro nativo asociado a oxihidróxidos de Fe, carbonatos y arseniatos de Cu, arseniatos de Ni-Co, ores de antimonio y otros minerales supergénicos. En general, en cuanto a las fases auríferas, la mena se puede considerar como refractaria, con oro incluido en disulfuros y sulfoarseniuros, supuestamente en solución sólida. Los microanálisis electrónicos muestran una correlación Au-As en pirita y arsenopirita a escala de monocristal. El oro libre es muy escaso, lo que hace suponer que los fluidos tardíos no aportaron oro ni las condiciones fisicoquímicas de este estadio fueron suficientes como para llegar a desestabilizar una fracción suficiente de pirita o arsenopirita precoz y dar lugar a la presencia de oro libre procedente de aquellas.

Estudio de inclusiones fluidas y geotermometría de As en arsenopirita.

Se ha efectuado un estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas en minerales de ganga asociados a los dos estadios claramente discriminables en la mineralización. Las características de los minerales de ganga que acompañan a la mineralización precoz limitan las posibilidades de estudio de las inclusiones fluidas de este estadio, a causa de su pequeño tamaño, correspondiendo la mayor parte de las medidas a inclusiones en cuarzo tardío, y en menor grado a cuarzo contemporáneo del estadio precoz y a carbonatos tardíos. Las inclusiones medidas son en su totalidad acuosas bifásicas, aunque no se descarta la presencia de CO₂ y otras especies en el fluido debido a las limitaciones en la observación. El análisis de inclusiones fluidas muestra una población principal con un rango de temperaturas de homogeneización que oscila entre

140°C y 250°C, con un máximo a aproximadamente 200°C, y una población accesoria formada por inclusiones secundarias con temperaturas de homogeneización que oscilan entre 90 y 130°C. Las temperaturas de homogeneización en cuarzo del estadio precoz oscilan entre 170 y 250°C. La salinidad es baja a moderada en las inclusiones en cuarzo (T_f varía desde -1°C a -10°C), y se observan salinidades más altas en los carbonatos (T_f varía de -6°C hasta -18°C).

A partir de los resultados de los microanálisis electrónicos en arsenopiritas del estadio precoz efectuados sobre 12 muestras de superficie y sondeos se ha realizado un estudio geotermométrico basado en el contenido de As en arsenopirita (Kretschmar y Scott, 1976; Sharp *et al.*, 1985). De este modo se pretende completar la parquedad de datos de inclusiones fluidas de este estadio y evaluar las posibilidades de extrapolación de este geotermómetro por debajo de los 350°C. Los resultados muestran contenidos que oscilan entre 28,4 y 29,9 at. % As, que corresponden a un rango de temperaturas promedio por muestra entre 186°C y 284°C (promedio total 232 ± 30°C). Estos resultados concuerdan aceptablemente con los de inclusiones fluidas, y apoyan la validez de este geotermómetro en este rango de temperaturas. Las fugacidades de azufre máxima y mínima deducidas a partir del contenido de As en arsenopirita en equilibrio con pirita corresponden a valores de 10^{-10,6} y 10^{-12,1}. La presión promedio deducida de la correlación entre la geotermometría de arsenopirita y la de inclusiones fluidas es de 350-400 bares. Esto sugiere profundidades mínimas de 1,3-1,5 km en régimen litostático, a 3,5-4 km en régimen hidrostático.

Distribución isotópica de δ³⁴S en sulfuros y de δ¹⁸O y δ¹³C en carbonatos.

Se ha efectuado un estudio de isótopos estables sobre 16 muestras de sulfuros y 6 muestras de carbonatos. Los resultados, que se comparan con datos de Spiro *et al.* (1995, 2 muestras de arsenopirita y 8 muestras de carbonatos, Tornos, *pers. comm.*), muestran algunos aspectos destacables.

Los análisis de δ³⁴S sobre muestras de arsenopirita-pirita (8) y esfalerita (3) del primer estadio de la mineralización muestran un rango de valores entre +6,3 y +9,4 ‰, lo que corresponde a un rango de valores de δ³⁴S para el H₂S del fluido de +4,7 a +8,8 ‰, a temperaturas de 200-240°C (cada dato isotópico se calculó frente a la temperatura obtenida a partir de geotermometría de arsenopirita y/o de inclusiones fluidas correspondiente a su misma muestra), con un promedio de +7,2 ± 1,5 ‰. Se aprecia un incremento de los valores isotópicos de S hacia términos más pesados del centro a las zonas más distales de la mineralización, lo que se interpreta como debido a una influencia progresiva de azufre del encajante en el

carácter isotópico del azufre de los sulfuros neoformados. Los análisis de δ³⁴S sobre muestras de pirita, calcopirita y estibina del estadio tardío de la mineralización muestran un rango de valores entre +2,45 y -9,4 ‰, lo que corresponde a un rango de valores de δ³⁴S para el H₂S del fluido de +0,5 a -6,3 ‰, a temperaturas de 180-200°C (cada dato isotópico se calculó frente a la temperatura obtenida a partir de geotermometría de inclusiones fluidas correspondiente a su misma muestra), con un promedio de -3,3 ± 2,4 ‰. En una primera interpretación se puede concluir que, al menos para el estadio precoz, el azufre derivaría de reducción biogénica de sulfatos marinos, y procedería básicamente de los sedimentos sinorogénicos ricos en materia orgánica, particularmente de las calizas carboníferas y sus intercalaciones pelíticas, constituyentes del encajante de la mineralización. En estas secuencias no resultan infrecuentes las evidencias de facies evaporíticas. La caída clara en el estadio tardío de δ³⁴S hacia valores más ligeros, claramente negativos, estaría relacionada con procesos de oxidación hipogénica, toda vez que el carácter reductor del encajante bituminoso se vería neutralizado tras la interacción fluido-roca en el entorno de la mineralización y sus conductos hidrotermales durante el estadio precoz.

Los análisis de δ¹³C y δ¹⁸O sobre carbonatos (dolomita y calcita magnesianas) muestran como resultados un rango de δ¹³C desde +0,9 a +4,1 ‰, y un rango de δ¹⁸O desde +17,6 a +26,1 ‰. En el primer caso, calculando la composición de δ¹³C de HCO₃ del fluido para T = 220°C, se obtienen valores desde -4,5 a -1,2 ‰ (promedio -3,3 ± 1,0 ‰). Teniendo en cuenta que las calizas regionales arrojan un rango de valores de δ¹³C desde +2,4 a +5,5 ‰ (Spiro *et al.*, 1995), la composición isotópica del carbono en el fluido hubo de ser fuertemente tamponada por las calizas del entorno a lo largo del circuito hidrotermal.

En el segundo caso, calculando la composición de δ¹⁸O del fluido para T = 220°C, se obtienen valores desde +6,0 a +14,4 ‰ (promedio +12,0 ± 2,5 ‰). Teniendo en cuenta que las calizas regionales arrojan un rango de valores de δ¹⁸O desde +25,5 a +31,3 ‰ (Spiro *et al.*, 1995), y que materiales siliciclásticos como las cuarcitas ordovícicas presentan valores en torno a +15 ‰, la composición isotópica del oxígeno en el fluido hubo de ser equilibrada no solo por las calizas del entorno a lo largo del circuito hidrotermal, sino por una participación variable de los materiales siliciclásticos subyacentes.

Datación de la mineralización por el método U-Pb, y edades modelo Pb-Pb del área.

Atendiendo al hecho de la abundancia de uranio en ciertos sectores de la mineralización, junto con la práctica ausencia de torio, se ha efectuado una datación directa por el método

U-Pb mediante microanálisis electrónico de uraninita asociada a pirita y gersdorffita del estadio precoz en muestras de estos sectores, siguiendo el método de Bowles (1990). Los resultados muestran una edad de 269 ± 5 m. a., en consonancia con la edad de otro epitermal aurífero en rocas carbonatadas de la Zona Cantábrica, en Villamanín (León) (273 ± 5 m. a., Paniagua *et al.*, 1993), y con las dataciones de intrusivos tardi o post-hercínicos de la Zona Cantábrica (Peña Prieta, 277 ± 1 m. a., Gallastegui *et al.*, 1996; Carlés, 306 ± 6 m. a. hasta 281 ± 5 m. a., Solé *et al.*, 1995). Los isótopos de Pb, aunque heterogéneos en sus resultados por la presencia de Pb radiogénico, muestran asimismo para ésta y otras mineralizaciones del área una edad modelo promedio de 269 ± 10 m. a. en base al modelo de Stacey-Kramers (1975).

Discusión y conclusiones.

Los datos anteriormente expuestos ponen de manifiesto un modelo de mineralización de Au en rocas carbonatadas con similitudes con los yacimientos de Au en rocas carbonatadas del oeste de Estados Unidos (tipo Carlin, Radtke *et al.*, 1980; Bagby y Berger, 1985; Arehart *et al.*, 1993; Kuhen y Rose, 1995, entre otros). La geoquímica de la mena se distingue del modelo americano por la presencia de Ni y Co y la ausencia de Tl como elementos característicos, lo cual puede estar en consonancia con las diferencias en la sucesión litológica del zócalo subyacente, que en la Zona Cantábrica es rico en magmatismo básico. Fuera de estos aspectos, las similitudes geoquímicas y mineralógicas, centradas en el predominio de pirita arsenical y arsenopirita de grano fino como constituyentes del estadio precoz y minerales dominantes en la mena, el tipo y características de la alteración asociada, el control estructural por fracturas de alto ángulo, la presencia de intrusivos subvolcánicos asociados a estas fracturas, las temperaturas y presiones de formación, las evidencias de una importante interacción fluido-roca carbonatada, la presencia de azufre pesado de presumible procedencia evaporítica en el estadio precoz y las evidencias de oxidación hipogénica posterior permiten establecer un paralelismo en cuanto a modelo genético. La edad de la mineralización y su presencia en un orógeno antiguo permiten extender el modelo a escala de tiempo geológico, y, comparándolo con yaci-

mientos de oro de diferentes tipos presentes en la Zona Cantábrica, establecer un modelo general de evolución hidrotermal en sistemas generadores de yacimientos de oro.

Agradecimientos.

Los autores agradecen a la empresa BP Minerals las facilidades dadas en su momento para la realización de este estudio. Este trabajo ha sido soportado por una beca de F.P.I. a uno de los figurantes (A. P.) en la Universidad de Heidelberg (Alemania) y por el proyecto AMB95/0512 de la DGICYT.

Referencias

- Arehart, G. B.; Eldridge, C. S.; Chryssoulis, S. L. y Kessler, S. E. (1993): *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 57, 1505-1519.
- Bagby, W. C. y Berger, B. R. (1985): *Rew. Econ. Geology*, 2, 169-202.
- Bowles, J. F. W. (1990): *Chem. Geology*, 83, 47-53.
- Corretgé, L. G.; Cienfuegos, I.; Cuesta, A.; Galán, G.; González-Montero, P.; Rodríguez-Pevida, L. S.; Suárez, O. y Villa, L. (1987): *Actas e Comunicações IX Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985)*. Mem. Univ. Porto, 1, 469-498.
- Corretgé, L. G. y Suárez, O. (1990): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, 72-79.
- Gallastegui, G.; Heredia, N.; Rodríguez-Fernández, L. R.; y Cuesta, A. (1990): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15, 203-215.
- Kretschmar, U. y Scott, S. D. (1976): *Canadian Mineralogist*, 14, 364-386.
- Kuhen, C. A. y Rose, A. W. (1995): *Econ. Geol.*, 90, 17-36.
- Lotze, F. (1945): *Geotekt. Forsch.*, 6, 1-12.
- Paniagua, A. (1990): *Bol. Soc. Esp. Mineral.*, 13 (1), pp. 94-95.
- Paniagua, A. (1993): T. Doc. Univ. Oviedo, 337 p.
- Paniagua, A. y Heredia, N. (1990): *Hoja núm. 102 (Los Barrios de Luna)*. Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. IGME, 100-110.
- Paniagua, A. y Rodríguez-Pevida, L. S. (1988): *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 11-2, 118-119.
- Paniagua, A. y Rodríguez-Pevida, L. S. (1989): «Gold'89 in Europe»: *Int. Symp. on gold metallogeny, exploration and beneficiation, Toulouse. Terra Abstracts*, 1, 14-15.
- Paniagua, A.; Gutiérrez-Villarías, J. L. y Rodríguez-Pevida, L. S. (1989 a): «Gold'89 in Europe»: *Int. Symp. on gold metallogeny, exploration and beneficiation, Toulouse. Terra Abstracts*, 1, 38-39.
- Paniagua, A.; Heredia, N.; Villegas, F.; Martínez-Alvarez, J. A. y Torres-Alonso, M. (1990 a): *Hoja núm. 103 (La Pola de Gordón)*. Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. IGME, 105-120.
- Paniagua, A.; Heredia, N. y Alonso Herrero, E. (1990 b): *Hoja núm. 105 (Riaño)*. Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. IGME, 143-157.
- Paniagua, A.; Heredia, N. y Alonso Herrero, E. (1990 c): *Hoja núm. 80 (Burón)*. Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. IGME, 115-123.
- Paniagua, A.; Loredó, J. y García-Iglesias, J. (1988 b): *Bull. Minéral.*, 111, 383-391.
- Paniagua, A.; Loredó, J. y García-Iglesias, J. (1991): *XI Int. Symp. on Fl. Incl. (ECROFI)*, Florencia. *Plinius*, 5, 167-168.
- Paniagua, A.; Rodríguez-Pevida, L. S.; Garzón, L.; Pérez, J. M. y Quintana, A. (1987 a): *Geogaceta*, 2, 22-24.
- Paniagua, A.; Rodríguez-Pevida, L. S. y Gutiérrez-Villarías, J. L. (1988 a): *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 11-1, 35-46.
- Paniagua, A.; Rodríguez-Pevida, L. S.; Fontboté, L. y Fenoll, P. (1989 b): «Gold'89 in Europe»: *Int. Symp. on gold metallogeny, exploration and beneficiation, Toulouse. Terra Abstracts*, 1, 44.
- Paniagua, A.; Fontboté, L.; Fenoll, P.; Fallick, A. E.; Moreiras, D. B. y Corretgé, L. G. (1993): *Proc. 2nd. Biennial SGA Meeting, Granada, Spain.*, 531-534.
- Radtke, A. S.; Rye, R. O. y Dickson, F. W. (1980): *Econ. Geol.* 75, 641-672.
- Sharp, Z. D.; Essene, E. y Kelly, W. C. (1985): *Can. Mineral.*, 23-4, 517-534.
- Solé, J.; Arcos, D.; Ayora, C. y Delgado, J. (1995): *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 18-2, 31-32.
- Spiro, B.; Tornos, F. y Sheperd, T. J. (1995): *Proc. 3rd. Biennial SGA Meeting, Praga, Czech Republic.* 75-78.
- Stacey, J. S. y Kramers, J. D. (1975): *Earth Planet. Sci. Letters*, 26, 207-221.